

SORIN ANGHEL

DANIELA GIOSANU

FIZICA SI POLUAREA ATMOSFEREI

Editura Universității din Pitești
2010

CUPRINS

INTRODUCERE	4
FIZICA ATMOSFEREI	6
1. Proprietăți și mărimi caracteristice ale atmosferei	6
2. Interacțiuni și fenomene fizice în atmosferă	14
2.1 Ecuațiile stării gazoase la echilibru. procese fizice în starea gazoasă	14
2.1.1 Modelul gazului ideal	14
2.1.2 Fenomene de transport în gaze	17
2.2. Interacțiuni mecanice ale atmosferei. Modele atmosferice	20
2.2.1 Influența pământului asupra atmosferei	20
2.2.2 Convecția aerului în atmosferă	29
2.3 Interacțiunea atmosferei cu radiațiile electromagnetice. Fenomene optice în atmosferă	32
2.3.1 Caracteristicile radiațiilor electromagnetice	32
2.3.2 Fenomene optice în atmosferă	34
2.3.3 Bilanțul radiativ al atmosferei. Efectul de seră	45
2.4. Interacțiuni și fenomene termice în atmosferă	49
2.4.1 Procese termodinamice în atmosferă	49
2.4.2 Transformări de fază ale apei atmosferice	54
2.4.3 Stabilitatea atmosferică. Dispersia poluanților în atmosferă	61
2.4.4 Mecanisme de generare a norilor și precipitațiilor	77
2.5 Fenomene electrice și magnetice în atmosferă	79
2.5.1 Producerea electricității atmosferice	79
2.5.2 Descărcări electrice în atmosferă	81
2.5.3 Efecte atmosferice ale magnetismului terestru	85
POLUAREA SI DEPOLUAREA ATMOSFEREI	91
3. Poluanți ai atmosferei și efectele lor	91
3.1 Poluarea atmosferei	91
3.2 Efecte nocive ale poluanților	94
3.3 Principalii poluanți ai atmosferei și metodele de control al acestora	97
3.3.1 Particule materiale (pulberi)	97

3.3.2 Oxizi de sulf	109
3.3.3 Oxizi de azot	113
3.3.4 Ozonul	118
3.3.5 Compuși organici volatili (C.O.V.)	120
3.3.6 Dioxine și furani	127
3.3.7 Halogeni	131
3.3.8 Compuși incomplet oxidați	132
3.4 Arderea combustibililor	136
3.4.1 Combustibili lichizi și solizi	140
3.4.2. Combustibili gazoși	144
BIBLIOGRAFIE	148

INTRODUCERE

„ **Mediul** reprezintă ansamblul de condiții și elemente naturale ale Terrei: aerul, apa, solul, subsolul, aspectele caracteristice ale peisajului, toate straturile atmosferice, toate materiile organice și anorganice, precum și ființele vii, sistemele naturale în interacțiune, cuprinzând elementele enumerate anterior, inclusiv unele valori materiale și spirituale, calitatea vieții și condițiile care pot influența bunăstarea și sănătatea omului” - Legea 265/2006 pentru aprobarea Ordonanței de urgență a Guvernului nr. 195/2005 privind protecția mediului.

După cum rezultă și din această definiție, mediul este un sistem complex, care include numeroase aspecte naturale și socio – umane, în strânsă interdependență. De aceea, știința mediului este un domeniu interdisciplinar, făcând obiectul de studiu al mai multor discipline: fizică, chimie, biologie, ecologie, geografie, inginerie, economie etc.

Fizica mediului oferă un suport științific pentru înțelegerea unor fenomene și procese fundamentale, a căror cunoaștere, în corelație cu cunoștințele oferite de alte discipline, stă la baza formării unui specialist în domeniul mediului.

În cadrul acesteia, fizica atmosferei ocupă un loc important deoarece atmosfera reprezintă o parte a „spațiului” de existență al biosferei, în care omenirea trăiește și își desfășoară activitatea. Iar această activitate generează, de multe ori, poluarea și chiar degradarea factorului de mediu aer. Prezentul curs se referă la conținutul noțional de bază al fizicii, aplicat situațiilor întâlnite în studiul atmosferei. Au fost prezentate sumar noțiunile teoretice de bază, utilizate în descrierea cât mai multor aplicații și exemple specifice fenomenelor atmosferice, fără a insista asupra metodelor de măsurare a parametrilor atmosferici și a fenomenelor climatologice, care fac obiectul unui alt curs – meteorologia. Cursul se referă și la principalii poluanți ai atmosferei, descriind producerea, proprietățile și efectele, precum și metodele de control al efectelor acestora.

În conceperea cursului am ținut cont, pe de o parte, de numărul de ore afectat în planul de învățământ al specializării „Ingineria mediului” și, pe de altă parte, de specificul pregătirii anterioare a studenților. Din acest motiv, cursul nu este formulat la un nivel teoretic ridicat și, în locul abordării prin căile abstracte dar riguroase specifice fizicii, am preferat utilizarea cu o pondere mai mare a formelor mai simple și mai intuitive de prezentare: figuri, reprezentări grafice, fotografii, însoțite de comentarii verbale, cu un minim de formule, demonstrații și metode matematice avansate. Cursul este util și pentru alte categorii de studenți din cadrul specializărilor de mediu, precum și tuturor celor interesați de abordarea mediului înconjurător din punctul de vedere al fizicii.

AUTORII

FIZICA ATMOSFEREI

1. PROPRIETĂȚI ȘI MĂRIMI CARACTERISTICE ALE ATMOSFEREI

ATMOSFERA (învelișul gazos al Pământului) este stratul de gaze, particule de aerosol și nori care înconjoară Pământul.

Atmosfera s-a format inițial din gaze rămase de la formarea Pământului, apoi, printr-un proces de degazare a planetei, în care gaze ca dioxid de carbon, dioxid de sulf și de azot, metan, vapori de apă au fost eliberate din rocile terestre și din interiorul pământului, prin erupții vulcanice și alte procese. De la formarea sa, atmosfera și-a schimbat în timp compoziția, schimbare la care au contribuit și formele de viață apărute (atmosfera actuală este considerată a treia atmosferă a pământului).

MASA ATMOSFEREI este aproximativ de 5×10^{15} tone, circa a milioana parte din masa Pământului. Întrucât atmosfera se rarefiază din ce în ce mai mult la creșterea înălțimii, jumătate din masa atmosferei se găsește până la nivelul de 5 km, două treimi până la 10 km, 90% până la 20 km și 99,9999% până la înălțimea de 100 km, (regiune de mică întindere față de raza Pământului, care este aproximativ 6400 km).

COMPOZIȚIA ATMOSFEREI. Gazele componente ale atmosferei se pot împărți în următoarele categorii:

a) **Componente majore constante** (constituenți cvasi-constanți, cu timp de viață – durata în care concentrația nu se modifică, de ordinul miilor de ani) – în compoziție volumică a atmosferei uscate: azot (N_2 – 78,084%), oxigen (O_2 – 20,946%), gaze nobile (sub 1%): Argon (Ar – 0,9340% = 9,34 ppm), Neon (Ne – 18,18 ppm), Helium (He – 5,24 ppm), Krypton (Kr – 1,14 ppm);

b) **Componente minore**, de concentrații mici, care, la rândul lor, se clasifică în **constituenți lent variabili** (cu timp de viață de ordinul anilor) ca: dioxid de carbon (CO_2 – 400 ppm), metan (CH_4 – 1,745 ppm), ozon (O_3 – 0,5 ppm), hidrogen (H_2 – 0,5 ppm), monoxid de carbon (CO – 40 ppm) și **constituenți rapid variabili**, cu timpi de viață de ordinul zilelor, cum sunt: dioxid de sulf SO_2 , oxizi de azot (NO_2 , NO), amoniac (NH_3), hidrogen sulfurat (H_2S), radon Rn și alte gaze având sub 1 ppm din compoziția atmosferei. Componentele minore pot avea, chiar și la concentrații extrem de mici, efecte de poluare și climatice care trebuie avute în vedere.

Atmosfera conține și vapori de apă, a căror concentrație este variabilă, între 0 și 4%.

Masa molară medie a amestecului de gaze care formează atmosfera este $\mu = 28,97$ g/mol.

Aerosolul atmosferic, format din diverse impurități lichide sau solide, cu dimensiuni variabile, în general sub un micron. Acestea pot fi:

- **particule formate prin dezintegrarea și dispersia de la suprafața uscatului** generate de erupții vulcanice, particule de sol, minerale, praf, produse prin eroziunea și dezintegrarea mecanică și chimică, sub acțiunea vântului, apei și variațiilor de temperatură a solului și rocilor, ca și aerosol biologic, format din polen, spori, etc.

- **particule formate prin dezintegrarea și dispersia de la suprafața oceanelor**, constând în special în particule de sare.

- **particule formate prin reacții chimice și condensarea vaporilor**, rezultă în special prin reacții fotochimice (sub acțiunea radiațiilor luminoase) la care participă componente gazoase ale atmosferei. Din aceste reacții rezultă impurități în formă lichidă (picături foarte fine de acizi, sulfați, azotați, precum și vapori suprasaturanți din astfel de substanțe, care se condensează). Vegetația și diferite activități industriale (în special procese de combustie), eliberează diferite hidrocarburi, care generează particule de aerosol din materiale carbonice (organice).

Particulele de aerosol sunt dispersate în atmosferă prin mișcările maselor de aer, modificând unele proprietăți ale acesteia prin absorbția și împrăștierea luminii și având de multe ori efecte poluante.

GROSIMEA ATMOSFEREI descrește de la ecuator spre poli, urmând, în general, forma Pământului. Se consideră ca limită teoretică maximă a atmosferei înălțimea la care forța centrifugă produsă de rotația Pământului depășește atracția gravitațională asupra moleculelor de gaz, circa 2500 km; fenomenele esențiale din atmosferă se produc însă până la înălțimea de 20 km, unde este concentrată și 90% din masa acesteia.

DENSITATEA ȘI PRESIUNEA ATMOSFEREI

Densitatea reprezintă masa unității de volum ($\rho = \frac{m}{V}$), se măsoară în kg/m³. La suprafața Pământului, în condiții normale de presiune (1atm) și temperatură (0°C = 273,15K), densitatea aerului atmosferic este de 1,29 kg/m³ și scade cu înălțimea, datorită atracției gravitaționale a Pământului, având și variații locale datorită variațiilor de temperatură, umidității și mișcărilor maselor de aer.

Presiunea reprezintă forța exercitată normal și uniform pe unitatea de suprafață ($P = \frac{F}{S}$), măsurată în Sistemul Internațional de unități (SI) în Pascali (1Pa = 1 N/m²). Presiunea atmosferei este produsă, la un nivel dat, de greutatea coloanei de aer atmosferic aflată deasupra acestui nivel. Pentru măsurarea presiunii se folosesc, în diferite situații, diferite unități de măsură, prezentate în tabelul următor:

	Pascal (Pa)	Bar (bar)	Atmosferă teh nica (at)	Atmosferă fizică (atm)	Torr (mmHg)
1 Pa	1 <u>N</u> /m ²	10 ⁻⁵	10.197×10 ⁻⁶	9.8692×10 ⁻⁶	7.5006×10 ⁻³
1 bar	100 000	10 ⁶ <u>dyn</u> /cm ²	1.0197	0.98692	750.06
1 at	98 066.5	0.980665	1 <u>kgf</u> /cm ²	0.96784	735.56
1 atm	101 325	1.01325	1.0332	1 <u>atm</u>	760
1 torr	133.322	1.3332×10 ⁻³	1.3595×10 ⁻³	1.3158×10 ⁻³	1 <u>mmHg</u>

Presiunea normală, la nivelul mării și la temperatura normală este egală cu:

$$p_0 = 1,013 \times 10^5 \text{ Pa} = 1 \text{ atm} = 1,013 \text{ bar} = 1,033 \text{ at} = 760 \text{ torr}.$$

Pentru măsurarea presiunii atmosferice se folosesc dispozitivele numite barometre sau manometre.

Presiunea atmosferică scade cu înălțimea, fiind influențată și de temperatură, umiditate și mișcarea maselor de aer.

Pentru un model (standard) de atmosferă, dependențele densității și presiunii atmosferice de înălțime sunt prezentate în Figura 1.1

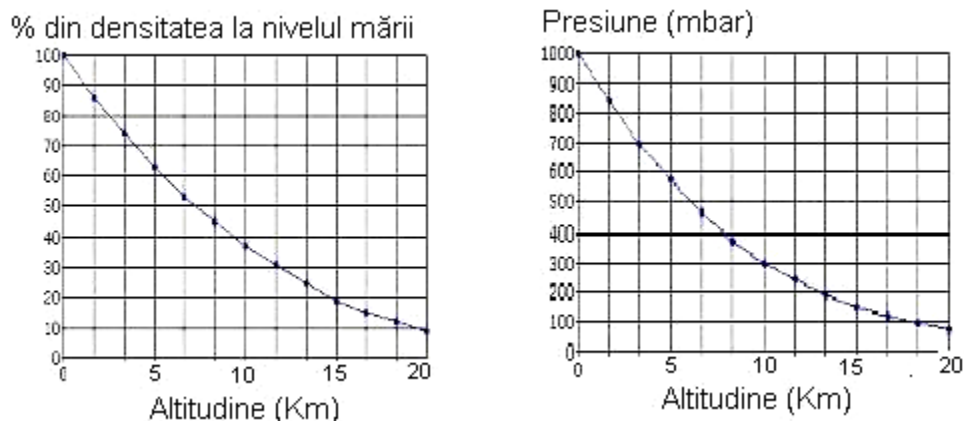


Figura 1.1

Presiunea atmosferică la suprafața Pământului.

Din multiple cauze, în afara variațiilor diurne și acelor sezoniere (bazate pe faptul că presiunea unui volum de gaz crește la creșterea temperaturii) – numite variații periodice, presiunea atmosferică prezintă o serie complexă de variații locale, variații neperiodice. Acestea se datorează îndeosebi structurii și proprietăților diferite ale suprafeței Pământului: încălzirii și răcirii diferite ale apei și uscatului, formelor de relief, circulației maselor de aer cald și rece, umidității diferite, vegetației, etc.

Curbele care unesc punctele de egală presiune la suprafața Pământului la un moment dat se numesc izobare. Repartiția presiunii la suprafața Pământului se reprezintă cu ajutorul hărților sinoptice – hărți pe care sunt trasate izobare. Pentru a nu fi denaturate de diferențele de altitudine datorate reliefului, presiunile diferitelor puncte de pe suprafață se reduc la nivelul mării. În acest mod se obține relieful baric, sau relieful presiunii atmosferice la un moment dat.

Variațiile de presiune sunt caracterizate de **gradientul baric**, sau gradientul orizontal al presiunii, care reprezintă variația presiunii dp între două puncte situate la distanța dx, pe direcția normală la izobare, luată cu semn schimbat: $\gamma_p = -\frac{dp}{dx}$. În regiunile unde variația presiunii este mai accentuată, izobarele sunt mai dese, iar gradientul baric este mai mare.

Regiunile cu presiune atmosferică ridicată se numesc **maxime barometrice** sau **anticicloni** (cu gradientul orientat de la centru spre margine, acesta fiind sensul de deplasare a aerului) – notate cu M; regiunile cu presiune atmosferică scăzută se numesc **minime barometrice, depresiuni** sau **cicloni** (cu gradientul orientat de la margini spre centru) – notate cu D pe hărțile barice. Circulația aerului se face dinspre maxime spre minimele atmosferice, sub acțiunea unei **forțe de gradient baric**, aceasta fiind una din cauzele principale ale vânturilor (figura 1.2)

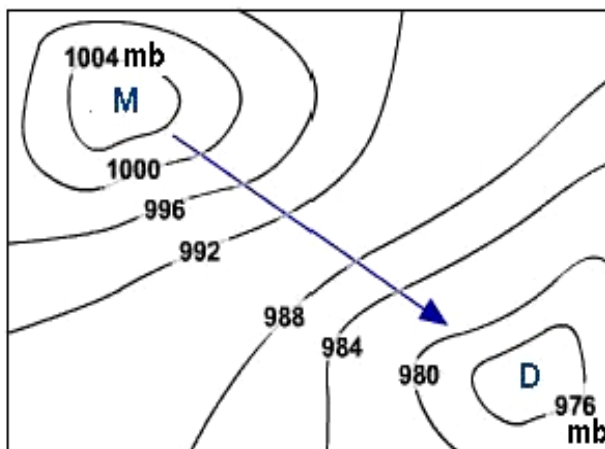


Figura 1.2

Determinând hărțile barice pentru valorile medii ale presiunii atmosferice, pe perioade de mai mulți ani, s-a constatat că în repartitia presiunii pe suprafața Pământului, zonele de joasă presiune alternează cu cele de presiune ridicată.

În regiunile ecuatoriale, presiunea prezintă valori minime; la nord și la sud, în dreptul latitudinilor de $30 - 35^{\circ}$, există așa-numitul *brâu de presiune ridicată*, care vara se deplasează spre poli și iarna se apropie de ecuator. În regiunile subpolare ($60 - 70^{\circ}$ latitudine), presiunea prezintă scăderi accentuate, iar în zonele polare presiunea crește din nou.

S-a evidențiat că există o strânsă corelație între repartitia presiunilor și cea a temperaturilor pe suprafața Pământului. Ținând cont de variațiile de temperatură sezoniere, izobarele la suprafața Pământului arată ca în figurile 1.3 și 1.4.

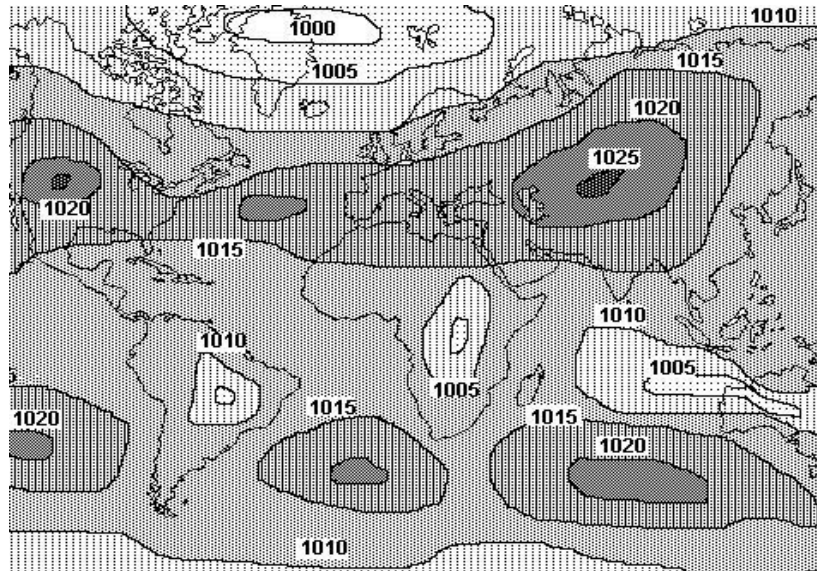


Figura 1.3 izobarele lunii ianuarie.

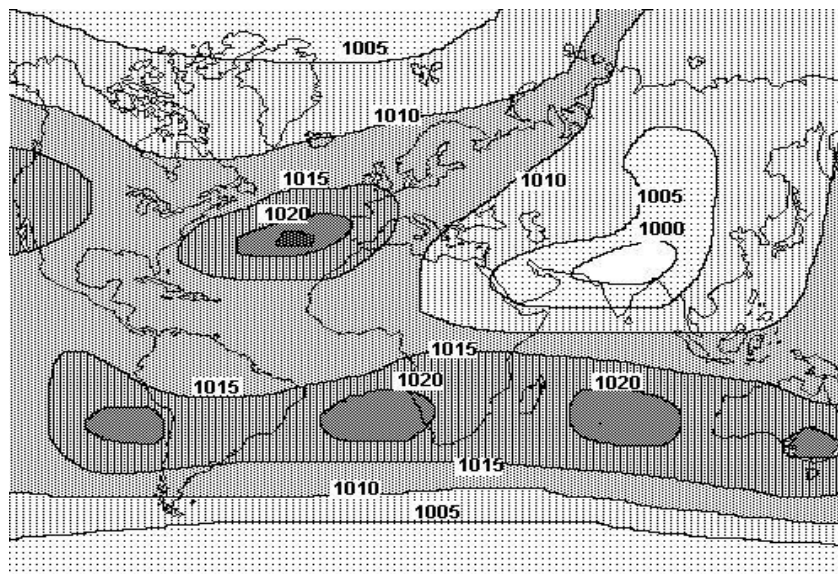


Figura 1.4 - izobarele lunii iulie

UMIDITATEA ATMOSFEREI se referă la conținutul de vapori de apă din atmosferă și se exprimă în diverse moduri:

Umiditatea absolută reprezintă masa de vapori de apă din unitatea de volum de aer $U_a = \frac{m_v}{V_a}$, măsurată în kg/m³ sau g/l; Umiditatea absolută se exprimă și prin raportul dintre masa de vapori de apă și masa de aer uscat dintr-un volum considerat de aer umed, numit și raport de amestec $U_a = \frac{m_v}{m_{au}}$;

Umiditatea specifică reprezintă masa de vapori de apă din unitatea de masă de aer uscat +vapori, dintr-un volum considerat de aer umed. $U_s = \frac{m_v}{m_{au} + m_v}$;

Umiditatea relativă se exprimă prin raportul dintre presiunea vaporilor de apă din aerul umed și presiunea maximă a vaporilor (presiunea de saturație) la temperatura aerului umed, exprimat în procente: $U_r = \frac{p_v}{p_{sat}} \times 100\%$;

Dispozitivele utilizate pentru măsurarea umidității se numesc higrometre sau psihrometre.

Umiditatea aerului depinde de o serie de factori. Există variații diurne ale umidității, legate de variațiile diurne de temperatură, de care depind evaporarea, respectiv condensarea vaporilor, ca și formarea curenților ascendenți de aer. De asemenea, umiditatea aerului prezintă și variații anuale, legate de succesiunea anotimpurilor, cu temperaturile lor caracteristice. Umiditatea este influențată și de relief, fiind mai mare deasupra oceanului decât deasupra regiunilor de uscat, precum și de altitudine, scăzând odată cu creșterea înălțimii față de suprafața Pământului.

TEMPERATURA ȘI DIVIZIUNILE (STRATURILE) ATMOSFEREI.

Temperatura atmosferei este variabilă din mai multe cauze: există variații diurne, sezoniere (în funcție de anotimp), în funcție de înălțime, de latitudine, de relief, de mișcarea maselor de aer. Sursele de căldură care produc încălzirea atmosferei sunt radiațiile solare și radiația termică a Pământului.

Variațiile regulate ale temperaturii aerului.

În păturile joase ale atmosferei, temperatura aerului urmărește temperatura solului. **Variația diurnă** a temperaturii este determinată de durata zilei și de înălțimea soarelui deasupra orizontului; ea se caracterizează printr-un minim care se produce imediat după răsăritul soarelui și un maxim la 2 – 3 ore după trecerea soarelui la meridian (Figura 1.5).

Amplitudinea variației diurne a temperaturii scade de la latitudinile joase (ecuatoriale) spre cele polare.

Deasupra oceanelor, încălzirea și răcirea aerului sunt mult mai lente, amplitudinea variației diurne fiind mică (1 – 3 °C), iar deasupra uscatului, amplitudinea variației diurne este mult mai mare, ajungând la 35 – 40 °C și chiar mai mult, în deșerturi. Variația diurnă a temperaturii aerului descrește cu înălțimea.

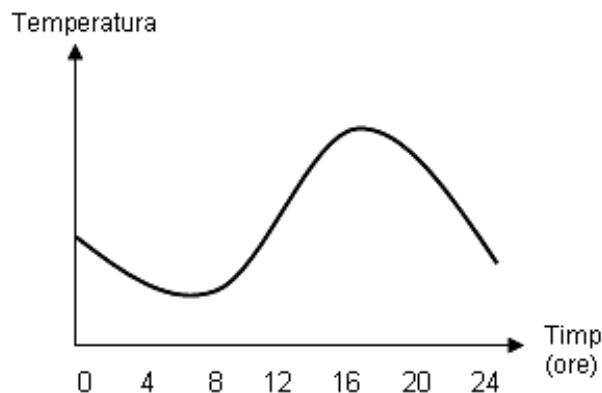


Figura 1.5

Variația anuală a temperaturii aerului este determinată în esență de aceiași factori ca și cea diurnă. Între tropice variația anuală are o amplitudine mică, deoarece durata zilei și înălțimea soarelui se modifică puțin pe parcursul anului. La latitudini mai mari, se produce un singur maxim (vara) și un singur minim (iarna). Amplitudinea variației anuale a temperaturii crește de la 5°C (la ecuator), la circa 40 °C (la poli). Ea este mai mică deasupra oceanelor și descrește cu înălțimea. Curbele care unesc punctele cu temperaturi egale se numesc izoterme; din cauza factorilor menționați anterior, acestea diferă mult de paralelele geografice și se deplasează pe parcursul anului (urcă spre poli în timpul verii și coboară spre ecuator în timpul iernii, mai puțin deasupra oceanelor și mai mult deasupra uscatului).

Variația temperaturii cu altitudinea.

Deoarece aerul se încălzește predominant de la Pământ, s-ar putea presupune o scădere a temperaturii atmosferei la creșterea distanței față de sol. Din cauza complexității fenomenelor care se produc în atmosferă, variația temperaturii cu altitudinea este complicată, existând intervale de scădere, de valoare constantă și de creștere a temperaturii.

Variația (scăderea) temperaturii (T) cu înălțimea (z) între două puncte 1 și 2 este descrisă de mărimea numită **gradient termic**, exprimată prin relația: $\gamma = -\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$, sau, considerând

temperatura ca o funcție de înălțime $T(z)$, $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ (derivata cu semn schimbat al funcției).

Gradientul termic arată cât de repede scade temperatura atmosferică la creșterea înălțimii. Straturile în care gradientul termic este constant ($\gamma > 0$) se numesc omogene, cele în care temperatura este constantă ($\gamma = 0$) se numesc straturi de izotermie, iar straturile în care temperatura crește cu înălțimea ($\gamma < 0$) se numesc straturi de inversiune termică.

În părțile inferioare ale atmosferei, aerul se încălzește prin contact cu solul; la creșterea înălțimii, temperatura scade treptat. Până la circa 3 km, scăderea temperaturii este neregulată și variabilă, apoi gradientul termic se apropie de o valoare medie de 0,6 °C/100m. Începând de la o înălțime, variabilă cu situația meteorologică, cu anotimpul și cu latitudinea, cuprinsă între 6 și 17 km, temperatura rămâne constantă, sau ușor crescătoare, până la un nivel (cuprins între 18 și 35 km), după care, datorită absorbției puternice a radiațiilor solare, temperatura crește până la circa 50 km. Mai sus, temperatura scade din nou, atingând un al doilea minim la circa 80 km înălțime, după care temperatura crește continuu.

Variația cu altitudinea a temperaturii, până la 150 km, este reprezentată în figura 1.6 și, în funcție și de alte caracteristici ale straturilor atmosferice, determină divizarea atmosferei în mai multe straturi, reprezentate în figura 1.7 și descrise în continuare.

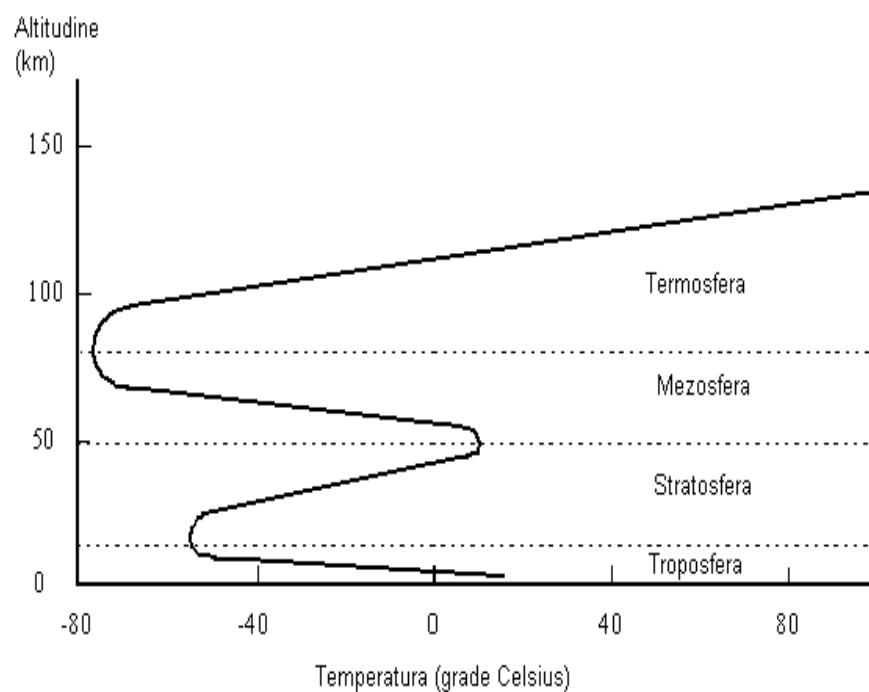


Figura 1.6

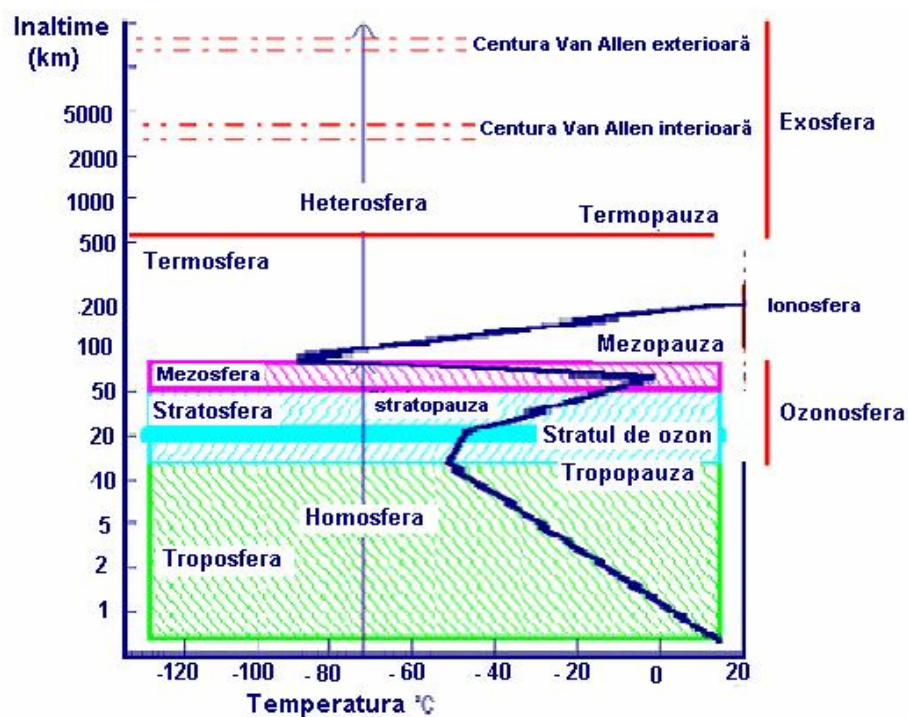


Figura 1.7

Conform clasificării Organizației Meteorologice Mondiale, regiunile atmosferei sunt următoarele:

Troposfera este stratul de lângă suprafața Pământului, în care temperatura descrește cu înălțimea – temperatura medie scade de la 15°C la suprafața Pământului la – 60°C (gradientul termic mediu $\gamma = 6,5^\circ\text{C/km}$), care conține cea mai mare parte a aerului atmosferic (aproximativ 75% din masa atmosferei și 99% din vaporii de apă și aerosolul atmosferic) și în care se produc majoritatea fenomenelor meteorologice (norii, precipitațiile, vânturile, interacțiunea cu solul și apele, fenomene electrice și unele fenomene optice). În troposferă presiunea medie scade de la 1000 la 200 mbari, intensitatea vânturilor crește și umiditatea aerului scade cu înălțimea. Troposfera se termină cu o zonă de tranziție numită tropopauză, aflată la înălțimi de circa 17 km în regiunile ecuatoriale până la circa 6 km în cele polare (înălțime medie 12 km). Tropopauza este stratul care delimitează troposfera de stratosferă, în care gradientul termic se schimbă de la valori pozitive – temperatura scade la urcare (în troposferă) la valori negative – temperatura crește cu înălțimea (în stratosferă). În tropopauză aerul nu se mai răcește în timpul urcării și devine complet uscat. Totuși, turbulențele produse în special la furtunile tropicale, pătrund în tropopauză și generează oscilații verticale și unde gravitaționale care pot afecta mișcările maselor de aer. Principalele caracteristici ale troposferei sunt ilustrate în figura 1.8.

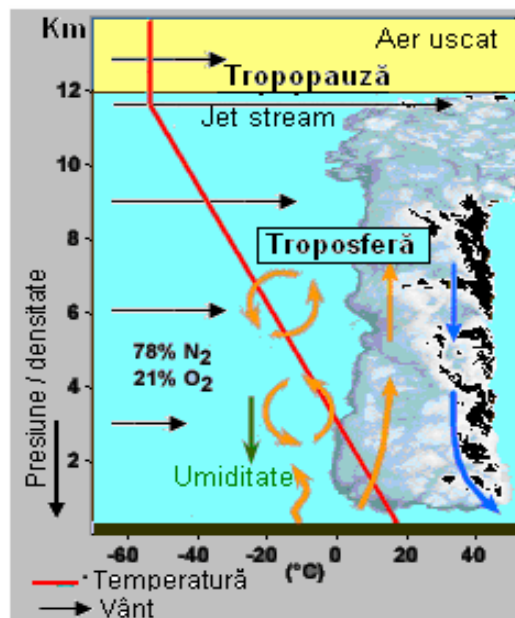


Figura 1.8 (sursa – programul COMET)

Stratosfera este stratul situat deasupra troposferei, care se termină cu o zonă de tranziție, stratopauza, aflată la circa 50 km înălțime, în care temperatura crește la valori maxime. Este un strat în care temperatura crește, la început mai lent, apoi mai rapid, până la circa 0°C (inversie termică), și care conține stratul de ozon atmosferic (aflat între 20 și 50 km, cu concentrații maxime la 20 – 25 km). Acest strat absoarbe radiația solară din domeniul ultraviolet, radiație dăunătoare organismelor vii, având un rol de protecție; se constată în prezent o scădere a grosimii stratului de ozon, cauzată de o serie de activități antropice. Absorbția radiațiilor ultraviolete de către stratul de ozon explică și încălzirea aerului în stratosferă. Stratosfera este un strat stabil, deoarece straturile mai calde se află deasupra celor mai reci, neexistând convecție și turbulențe în acest strat.

Mezosfera, stratul următor, prezintă inițial o creștere cu un maxim între 30 și 50 °C la circa 50-60 km înălțime, urmată de o scădere, până la un minim de –80 până la –110 °C, atins în regiunea de tranziție numită mezopauză, aflată la înălțimea de 80 – 90 km. În mezosferă gazele care formează aerul încep să se separeu din cauza masei molare diferite.

Mezosfera este stratul în care se produc de asemenea oscilații și unde gravitaționale, în care se acumulează stratul de CO₂ considerat responsabil de încălzirea globală, în care cei mai mulți meteoriți se dezagregă prin frecarea cu aerul și în care se află o parte a ionosferei, în care gazele se află în stare ionizată datorită radiațiilor cosmice, ceea ce generează fenomene electrice și optice: nori luminoși, aurore și descărcări electrice luminescente mai puțin cunoscute.

Troposfera, stratosfera și mezosfera constituie **homosfera**, regiune în care compoziția chimică, în special în azot, oxigen și argon este relativ constantă, cu variații ale vaporilor de apă, dioxidului de carbon și ozonului. Următoarele straturi, în care gazele componente tind să formeze straturi distincte în funcție de masa moleculară, formează **heterosfera**.

Termosfera este stratul care urmează mezosferei; în acest strat temperatura crește continuu, datorită absorbției fără re-emisie a radiațiilor solare, până la stratul de tranziție numit termopauză, aflat la circa 500 km înălțime, unde atinge valori de 1500 – 2000 °C în timpul zilei. În termosferă se produc curenți atmosferici, mai ales din cauza încălzirii diurne și răcirii nocturne a gazelor aflate într-un stadiu avansat de rarefiere. În această regiune, ca și în stratul superior al mezosferei, moleculele de gaz suferă un proces de ionizare, sub acțiunea radiațiilor solare și a particulelor cosmice (ionosfera); ionosfera este stratul care conține particule ionizate și în care se produc efectele electrice și optice specifice amintite.

Exosfera, regiunea superioară termopauzei, prezintă o rarefiere pronunțată, temperatura definită în mod obișnuit nemaiavând sens, se extinde până la 2500 – 3000 km, dincolo de care se află centurile Van Allen de radiații ionizate care înconjoară Pământul, sub acțiunea câmpului magnetic terestru.

2. INTERACȚIUNI ȘI FENOMENE FIZICE ÎN ATMOSFERĂ

2.1 ECUAȚIILE STĂRII GAZOASE LA ECHILIBRU. PROCESE FIZICE ÎN STAREA GAZOASĂ

2.1.1 MODELUL GAZULUI IDEAL, care aproximează corect gazele reale, mai puțin la presiuni foarte mari și temperaturi foarte scăzute, presupune că gazul este alcătuit din molecule identice, punctiforme, între care nu se exercită forțe decât în momentele ciocnirilor dintre molecule. Ciocnirile elastice dintre moleculele gazului și pereții vasului care îl conține, reprezintă cauza presiunii exercitate de gaz.

Moleculele gazelor se află în mișcare dezordonată, continuă și dependentă de temperatură (se intensifică la creșterea temperaturii), numită mișcare termică.

Gazele nu au formă și volum propriu, ocupând întregul volum pe care îl are la dispoziție (proprietatea de expansibilitate).

Presiunea gazului depinde de numărul moleculelor din unitatea de volum ($n = \frac{N}{V}$ - concentrația moleculelor, unde N este numărul de molecule din volumul V) și de energia cinetică medie ε_T a unei molecule conform relației:

$$p = \frac{2}{3} n \varepsilon_T = \frac{1}{3} n m_0 v_T^2 \quad (1.1)$$

$$\varepsilon_T = \frac{m_0 v_T^2}{2} = \frac{3}{2} kT \quad (1.2)$$

unde m_0 este masa unei molecule, iar $v_T = \sqrt{\frac{3RT}{\mu}}$ se numește viteza termică a

moleculelor; aceasta depinde de temperatura T gazului și de masa molară μ a moleculelor. În relațiile precedente, T este temperatura absolută a gazului, exprimată în K – kelvin (temperatura absolută este proporțională cu energia cinetică medie a unei molecule); $T(K) = t(^{\circ}C) + 273,15$, $R = 8,31 \text{ J/molK}$ este constanta universală a gazelor. Aceasta se exprimă în funcție de alte două constante moleculare astfel $R = k N_A$, unde $k = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$ se numește constanta lui Boltzmann, iar $N_A = 6,023 \times 10^{23} \text{ molecule/mol}$ este numărul lui Avogadro, care reprezintă numărul de particule conținute într-un mol din orice substanță.

Un mol de substanță este cantitatea care conține un număr de particule egal cu numărul particulelor conținute de 12 grame de carbon C^{12} (numărul lui Avogadro); se exprimă în grame prin același număr cu masa unei molecule exprimată în unități atomice de masă (număr de masă). Un mol din orice gaz ocupă același volum în condiții date de temperatură și presiune. În condiții normale, volumul ocupat de orice gaz se numește volum molar normal și este egal cu $V_{\mu 0} = 22,4$ litri/mol.

Numărul de moli dintr-o masă m de substanță de masă molară μ , care are N molecule și ocupă, dacă este în stare gazoasă volumul V în condiții normale, se notează cu ν și este dat de relația:

$$\nu = \frac{m}{\mu} = \frac{N}{N_A} = \frac{V}{V_{\mu 0}} \quad (1.3)$$

Relația care face legătura între mărimile care descriu gazul ideal se numește ecuația termică de stare și are forma:

$$pV = \nu RT = \frac{m}{\mu} RT \quad (1.4)$$

sau, exprimând masa gazului în funcție de densitate și volum $m = \rho V$,

$$p = \frac{\rho RT}{\mu} \quad (1.5)$$

Relația care exprimă energia mișcării dezordonate a moleculelor (energia internă a gazului) se numește ecuația calorică de stare și se exprimă astfel:

$$U = N\varepsilon_T = \nu N_A \frac{3}{2} kT = \frac{3}{2} \nu RT = \frac{3}{2} pV \quad (1.6)$$

Un amestec de gaze poate fi tratat ca un gaz omogen, definind masa molară medie (aparentă) a amestecului (μ_a) din condiția ca numărul total de moli ai amestecului este suma numerelor de moli ai gazelor din amestec:

$$\frac{m}{\mu_a} = \frac{m_1}{\mu_1} + \frac{m_2}{\mu_2} + \frac{m_3}{\mu_3} + \dots \quad (1.7)$$

unde m este masa amestecului, iar $m_1, m_2, m_3, \dots$ masele gazelor care formează amestecul.

Dacă se cunosc concentrațiile (compozițiile procentuale) de volum x_i ($x_1 = \frac{V_1}{V}, x_2 = \frac{V_2}{V}, x_3 = \frac{V_3}{V}, \dots$), respectiv de masă y_i ($y_1 = \frac{m_1}{m}, y_2 = \frac{m_2}{m}, y_3 = \frac{m_3}{m}, \dots$), V și m fiind volumul și masa amestecului, molară medie se exprimă prin relațiile:

$$\mu_a = \mu_1 x_1 + \mu_2 x_2 + \mu_3 x_3 + \dots \text{ respectiv } \frac{1}{\mu_a} = \frac{y_1}{\mu_1} + \frac{y_2}{\mu_2} + \frac{y_3}{\mu_3} + \dots \quad (1.8)$$

Ecuația termică de stare pentru un amestec de gaze se scrie:

$$pV = (\nu_1 + \nu_2 + \nu_3 + \dots) RT \quad (1.9)$$

Termenii $p_1 = \frac{\nu_1 RT}{V}, p_2 = \frac{\nu_2 RT}{V}, \dots$ se numesc presiunile parțiale ale gazelor din amestec (presiunile exercitate de fiecare gaz dacă ar ocupa singur întregul volum al

amestecului), relația (1.9) se scrie: $p = p_1 + p_2 + p_3 + \dots$ (presiunea amestecului este suma presiunilor parțiale ale gazelor din amestec – legea lui Dalton pentru amestecurile de gaze).

TRANSFORMĂRILE GAZULUI IDEAL

Dacă parametrii care descriu o cantitate de gaz (p , V , T) se mențin constanți în timp și au aceleași valori în întregul sistem, se spune că gazul este într-o **stare de echilibru**. Sub influența unor acțiuni exterioare, parametrii se modifică și gazul efectuează o **transformare**.

Dacă toți parametrii unui gaz se modifică în decursul unei transformări, transformarea se numește **generală**. Din ecuația de stare (1.4) rezultă:

$$\frac{pV}{T} = \nu R = \text{const}, \quad (1.10)$$

sau, la trecerea dintr-o stare de echilibru 1 în altă stare de echilibru 2,

$$\frac{p_1 V_1}{T_1} = \frac{p_2 V_2}{T_2} \quad (1.11)$$

Relațiile (1.10) și (1.11) reprezintă ecuația transformării generale a gazului.

Dacă o masă constantă de gaz își menține un parametru constant în decursul unei transformări, transformarea se numește simplă. Transformările simple sunt:

- transformarea **izotermă**, în care temperatura se menține constantă, descrisă de ecuația:

$$pV = \text{const}, \text{ sau } p_1 V_1 = p_2 V_2 \quad (1.12)$$

(numită legea Boyle – Mariotte a transformării izoterme).

- transformarea **izobară**, în care presiunea se menține constantă, descrisă de ecuația:

$$\frac{V}{T} = \text{const}, \text{ sau } \frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2} \quad (1.13)$$

(numită legea Gay Lussac a transformării izobare).

- Transformarea **izocoră**, în care volumul se menține constant, descrisă de ecuația:

$$\frac{p}{T} = \text{const}, \text{ sau } \frac{p_1}{T_1} = \frac{p_2}{T_2} \quad (1.14)$$

(numită legea lui Charles a transformării izocore).

Transformarea a cărei ecuație se exprimă prin relația $pV^n = \text{const}$, se numește transformare **politropă** și, în funcție de valorile exponentului n , numit indice politropic, descrie un mare număr de transformări generale și poate include și transformările simple ale gazului, astfel:

- pentru $n = 0$, rezultă $p = \text{constant}$ (transformare izobară);
- pentru $n = 1$, rezultă $pV = \text{constant}$ (transformare izotermă);
- pentru $n \rightarrow +\infty$, rezultă $V = \text{constant}$ (transformare izocoră).

Cazul $n = \gamma$, descrie transformarea de ecuație $pV^\gamma = \text{constant}$, numită transformare **adiabatică**, definită ca transformarea care se produce fără schimb de căldură între gaz și mediul exterior.

Uzual, transformările gazelor se reprezintă grafic prin curbe care exprimă dependența presiunii gazului de volum, ca în figura 1.9:

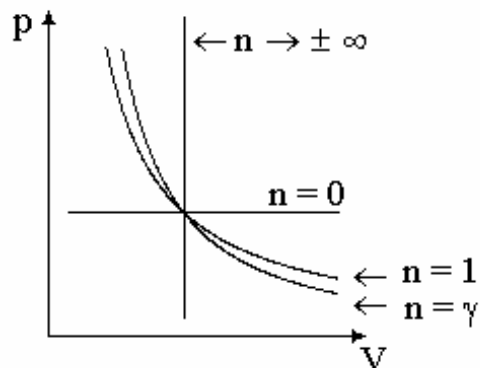


Figura 1.9

2.1.2 FENOMENE DE TRANSPORT ÎN GAZE

Dacă în structura unui gaz există neomogenități ale unor parametri (valori diferite ale parametrilor în diferite regiuni), prin intermediul mișcării dezordonate ale moleculelor și ciocnirilor dintre acestea, în absența unor acțiuni exterioare, au loc procese prin care neomogenitățile tind să fie anulate (gazul ajunge într-o stare de echilibru, în care parametrii își egalează valorile în întregul sistem). Aceste procese, prin care sistemul gazos izolat tinde să ajungă într-o stare de echilibru, prin intermediul mișcării termice a moleculelor, se numesc **fenomene de transport**.

Legea generală a fenomenelor de transport.

Fie A o mărime neomogenă într-un sistem gazos.

- **Fluxul mărimii A** prin suprafața S , perpendiculară pe direcția transportului (normală la direcția de transport), este cantitatea de mărime A ce străbate suprafața considerată în unitatea de timp ($\Phi_A = \frac{dA}{dt}$).

- **Densitatea mărimii A** reprezintă cantitatea de mărime A din unitatea de volum a sistemului gazos ($a = \frac{dA}{dV}$).

- **Gradientul densității mărimii A** reprezintă viteza de variație a densității mărimii A - variația densității a pe unitatea de distanță pe direcția pe care are loc transportul mărimii A ; $\text{grad}(a) = \frac{da}{dx}$, dacă direcția transportului este axa (Ox);

- **Legea generală a fenomenelor de transport** arată că fluxul mărimii A printr-o suprafață normală S este proporțională cu aria suprafeței și cu gradientul densității mărimii A pe direcția de transport, ceea ce se scrie:

$$\Phi_A = -K \cdot S \cdot \text{grad}(a) \quad (1.15)$$

Unde K este o constantă specifică fenomenului particular de transport.

Dacă gradientul densității mărimii A este constant în timp - adică valoarea neomogenității (diferenței valorilor între diferite regiuni ale mărimii A) este constantă, fenomenul de transport se numește staționar.

În funcție de mărimea neomogenă din sistemul gazos, principalele fenomene de transport staționar în sistemele gazoase sunt următoarele:

a) Difuzia (transportul de masă) se produce din regiunile cu densitate mai mare spre cele cu densitate mai mică, în condițiile existenței unui gradient de densitate în sistemul gazos. Dacă x este direcția transportului de masă (figura 1.10):

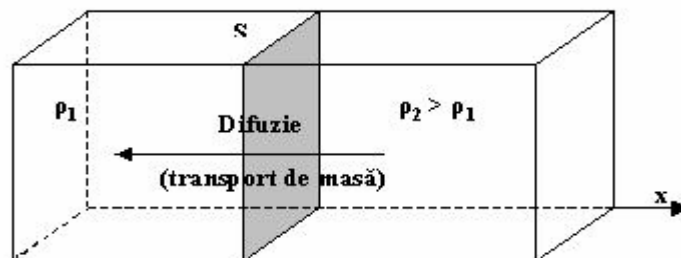


Figura 1.10

Legea difuziei (legea lui Fick) se scrie:

$$\Phi_m = \frac{dm}{dt} = -D \cdot S \cdot \text{grad} \rho = -D \cdot S \cdot \frac{d\rho}{dx} \quad (\text{fluxul de masă prin suprafața } S) \quad (1.16)$$

unde D se numește coeficient de difuzie, iar semnul $-$ arată că transportul de masă se desfășoară în sens invers axei x , din regiunile cu densitate mai mare spre cele cu densitate mai mică.

Difuzia este mai intensă (coeficientul de difuzie crește) atunci când temperatura crește, când presiunea scade și când moleculele gazului sunt mai ușoare.

Difuzia este unul din mecanismele de bază prin care poluanții din aer se împrăștie în atmosferă (dispersia poluanților în atmosferă).

b) Conductivitatea termică (transportul de căldură - Q) se produce, în condițiile unui gradient de temperatură, din regiunile cu temperatură mai mare spre cele cu temperatură mai mică din sistemul gazos. Dacă x este direcția transportului de căldură (figura 1.11),

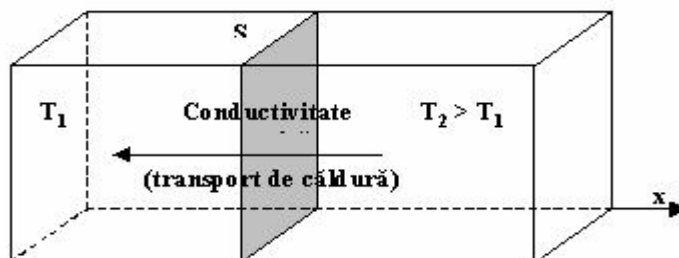


Figura 1.11

Legea conductivității termice (legea lui Fourier) se scrie:

$$\Phi_Q = \frac{dQ}{dt} = -\chi \cdot S \cdot \text{grad} T = -\chi \cdot S \cdot \frac{dT}{dx} \quad (\text{fluxul de căldură prin suprafața } S) \quad (1.17)$$

Unde χ se numește coeficient de conductivitate termică, iar semnul $-$ arată că transportul de căldură se desfășoară în sens invers axei x , din regiunile cu temperatură mai mare spre cele cu temperatură mai mică.

Conductivitatea termică crește când suprafața prin care are loc transportul este mai mare și când diferența (gradientul) de temperatură între regiunile cu temperaturi diferite este mai mare și este unul din mecanismele importante prin care are loc schimbul de căldură între straturile cu temperaturi diferite ale atmosferei.

c) Vâscozitatea (transportul de impuls) se produce, în cazul curgerii fluidelor (fluidele sunt sisteme care nu au formă proprie și au proprietatea de curgere; în categoria fluidelor se includ gazele și lichidele), între straturile de fluid apare o frecare internă numită vâscozitate. Aceasta se realizează printr-un transfer de impuls pe direcție perpendiculară pe direcția de curgere, realizat prin ciocnirile dintre moleculele care au viteze (impulsuri) diferite în diferitele straturi ale fluidului în mișcare. Deci vâscozitatea presupune existența unui gradient (diferență) de impuls (de viteză) între straturile alăturate ale unui fluid în mișcare.

Dacă x este direcția perpendiculară pe direcția de curgere, care se produce cu viteze diferite, (gradient al vitezei de curgere), - figura 1.12,

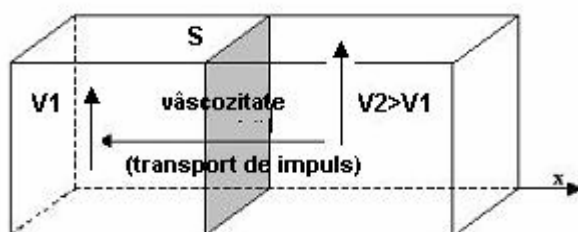


Figura 1.12

Legea vâscozității (legea lui Newton) se scrie:

$$\frac{dp}{dt} = F = -\eta \cdot S \cdot \text{grad}V = -\eta \cdot S \cdot \frac{dV}{dx} \quad (1.18)$$

și exprimă fluxul de impuls prin suprafața S , care reprezintă forța de frecare între straturile aflate în curgere, separate de suprafața S , unde η se numește coeficient de vâscozitate, iar semnul $-$ arată că transportul de impuls se desfășoară în sens invers axei x , din regiunile cu viteză de curgere mai mare spre cele cu viteză de curgere mai mică.

Fenomene de transport nestaționare

Legile fenomenelor de transport prezentate (**staționare**), presupun ca gradientul densității mărimii neomogene este constant; dar fenomenele de transport decurg în sensul micșorării acestui gradient și atingerii stării de echilibru, fără neomogenități.

Fenomenele de transport pot fi considerate staționare dacă în sistemul gazos există surse care mențin constante neomogenitățile, sau dacă fenomenul este analizat pe o durată scurtă, în care modificarea neomogenităților să fie foarte mică (neglijabilă).

Dacă aceste condiții nu sunt valabile, fenomenele de transport sunt **nestaționare**, pe durata lor neomogenitățile își micșorează valoarea până la anulare, adică atingerea stării de echilibru (dacă nu intervin alte acțiuni exterioare – sistem izolat). Dacă ΔA_0 este valoarea neomogenității mărimii A la un moment dat, prin transportul de mărime A care se produce, după un timp t , valoarea neomogenității scade la ΔA , conform unei relații de forma:

$$\Delta A = \Delta A_0 e^{-\frac{t}{T_r}} \quad (1.19)$$

unde T_r se numește timp de relaxare; valoarea timpului de relaxare depinde de tipul procesului de transport, de structura sistemului și de condițiile în care se desfășoară procesul respectiv.

2.2. INTERACȚIUNI MECANICE ALE ATMOSFEREI. MODELE ATMOSFERICE

2.2.1 INFLUENȚA PĂMÂNTULUI ASUPRA ATMOSFEREI

A. Influența gravitației pământului asupra atmosferei

Forța cu care Pământul atrage corpurile se numește forță de atracție gravitațională sau greutate a corpurilor. Aceasta este caz particular al Legii atracției universale a lui Newton, conform căreia, oricare două corpuri se atrag cu o forță proporțională cu produsul maselor corpurilor și invers proporțională cu pătratul distanței dintre centrele corpurilor. Astfel, forța de atracție a Pământului scade și ea cu pătratul distanței față de centrul Pământului, deci cu altitudinea la care se află corpurile.

La suprafața Pământului, toate corpurile cad spre sol, datorită forței de atracție, cu accelerația gravitațională $g_0 = 9,8 \text{ m/s}^2$, accelerație care scade cu altitudinea, la o înălțime h având valoarea $g_h = g_0 \frac{R^2}{(R+h)^2}$, unde R este raza Pământului.

B. Influența gravitației pământului asupra atmosferei. Modele atmosferice

Forța cu care Pământul atrage corpurile se numește forță de atracție gravitațională sau greutate a corpurilor. Aceasta este caz particular al Legii atracției universale a lui Newton, conform căreia, oricare două corpuri se atrag cu o forță proporțională cu produsul maselor corpurilor și invers proporțională cu pătratul distanței dintre centrele corpurilor. Astfel, forța de atracție a Pământului scade și ea cu pătratul distanței față de centrul Pământului, deci cu altitudinea la care se află corpurile.

La suprafața Pământului, toate corpurile cad spre sol, datorită forței de atracție, cu accelerația gravitațională $g_0 = 9,8 \text{ m/s}^2$, accelerație care scade cu altitudinea, la o înălțime z având valoarea $g_z = g_0 \frac{R^2}{(R+z)^2}$, unde R este raza Pământului.

Datorită greutății, o coloană de fluid (deci și aerul atmosferic) de înălțime z și densitate ρ , exercită o presiune numită presiune hidrostatică egală cu $\rho g z$. Variația presiunii pe o înălțime dz este dată de relația (semnul minus exprimă scăderea presiunii în fluid cu creșterea înălțimii):

$$dp(z) = - \rho \cdot g \cdot dz \quad (1.20)$$

Din ecuația termică de stare a gazului, $\rho = \frac{p \cdot \mu}{R \cdot T}$, rezultă:

$$\frac{dp(z)}{p(z)} = - \frac{\mu \cdot g(z)}{R \cdot T(z)} dz \quad (1.21)$$

deoarece și accelerația gravitațională și temperatura (implicit densitatea gazului) depind în general de înălțimea z . Dependența presiunii de înălțime se poate determina în principiu integrând ecuația (1.21) pentru z de la 0 la z și, corespunzător pentru p , de la p_0 la p , dacă se cunosc dependențele $g(z)$ și $T(z)$:

Cazuri particulare:

a. Atmosferă omogenă

Este un model cu valabilitate foarte restrânsă, valabil pe intervale de înălțime dz suficient de mici (sub 1 kilometru), astfel încât densitatea, temperatura și accelerația gravitațională să poată fi considerate constante.

Integrând ecuația (1.20), $\int_{p_0}^p dp = \rho g \int_0^z dz$, se obține pentru acest caz:

$$\rho = \rho_0 = \text{constant}, p = p_0 - \rho g z \quad (1.22)$$

unde indicii 0 se referă la valorile presiunii și densității la înălțimea $z = 0$ (la nivelul mării).

b. Atmosfera izotermă (sau barotropă, în care densitatea depinde numai de presiune)

Presupunând temperatura constantă (gradientul termic nul $\frac{dT}{dz} = 0$), ecuația (1.21)

integrează $\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{\mu \cdot g}{R \cdot T} \int_0^z dz$, rezultând $\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{\mu \cdot g}{R \cdot T} z = -\frac{z}{z_0}$, unde s-a notat cu z_0

mărima $\frac{R \cdot T}{\mu \cdot g}$, numită înălțimea scării (scale height), care, pentru aer la temperatura medie de

15°C, are valoarea $z_0 \cong 8,4$ km. Ținând cont și de relația $\rho = \frac{p \cdot \mu}{R \cdot T}$, se obține pentru atmosfera izotermă:

$$p(z) = p_0 e^{-\frac{z}{z_0}}, \text{ respectiv } \rho(z) = \rho_0 e^{-\frac{z}{z_0}} \quad (1.23)$$

Presiunea și densitatea aerului scad exponențial cu înălțimea. Conform acestui model, la înălțimi de circa 5 km presiunea atmosferică scade la jumătate din presiunea normală, valoare sub care se consideră că oamenii nu se mai pot adapta la presiuni scăzute. De aceea alpiniștii care escaladează munți mai înalți folosesc de obicei măști de oxigen, iar avioanele care zboară la înălțimi de 10 km, unde presiunea atmosferică este 0,3 atmosfere sunt presurizate, dar nu la o atmosferă ci la circa 0,8 atmosfere, pentru ca diferența dintre presiunile interioară și exterioară să nu solicite prea mult pereții fuzelajului avionului. Atmosfera izotermă descrie suficient de bine atmosfera reală până la înălțimea de circa 10 km.

c. Atmosfera adiabatică

Este cunoscut faptul că atmosfera nu este izotermă, temperatura aerului scăzând cu înălțimea. Principalele cauze care determină această scădere sunt transparența mare în domeniul radiațiilor calorice (infraroșii) și conductivitatea termică scăzută ale aerului, ceea ce face ca aerul să absoarbă în mică măsură căldură de la radiațiile solare și căldura să nu se transmită prin conductivitate ci, predominant, prin mișcările maselor de aer (convecție). Aerul atmosferic primește căldură într-o măsură mai mare de la sol (de jos) decât de la radiațiile solare (de sus).

Fie un volum de aer (denumit uneori pachet, cum ar fi aerul dintr-un balon meteorologic) care se deplasează prin atmosfera înconjurătoare. Dacă volumul de aer ar avea permanent aceeași presiune cu aerul înconjurător, ar fi în echilibru mecanic; dacă volumul de aer are o

mișcare rapidă, fluxul de căldură spre aerul exterior este foarte mic, datorită conductivității termice scăzute a aerului. Astfel, deplasarea volumului de aer prin atmosferă poate fi considerată, cu aproximație, un proces adiabatic; pe măsură ce aerul urcă, volumul său se mărește datorită scăderii presiunii, iar temperatura scade (răcire adiabatică la destindere, bazată pe ecuația $T \cdot V^{\gamma-1} = \text{constant}$; deși nu schimbă căldură, aerul efectuează lucru mecanic pentru mărirea volumului pe seama scăderii energiei interne, deci a temperaturii).

Ecuația transformării adiabatică se poate scrie în forma: $p^{1-\gamma} \cdot T^{\gamma} = \text{const.}$ de unde rezultă $\frac{dp}{p} = \frac{\gamma}{\gamma-1} \frac{dT}{T}$ și, comparând cu $\frac{dp}{p} = -\frac{\mu \cdot g}{R \cdot T} dz$, rezultă:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu \cdot g}{R} \quad (1.24)$$

Aerul fiind un gaz diatomic ($\gamma = 1,4$), se obține pentru gradientul termic adiabatic valoarea $\gamma_{ad} = -\frac{dT}{dz} = 9,8^{\circ}\text{C/km} \approx 10^{\circ}\text{C/km}$. Conform acestei valori, la înălțimea de 10 km, temperatura atmosferei scade la -80°C ; s-a constatat în realitate că temperatura scade la circa -60°C . Aceasta se petrece datorită umidității atmosferice, mai ales în zonele tropicale: datorită răcirii la urcare, vaporii de apă se condensează și eliberează căldură latentă care mărește temperatura aerului care conține vaporii. Valorile gradientului termic adiabatic se consideră 10°C/km pentru aer uscat și 6°C/km pentru aerul cu umiditate normală (5°C/km pentru atmosfera saturată cu vaporii, cu umiditatea relativă de 100%).

Folosind expresia $z_0 = \frac{RT_0}{\mu g}$, integrând relația (1.24), rezultă dependența temperaturii de înălțime în modelul atmosferei adiabatică de forma:

$$T = T_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{z}{z_0} \right) \quad (1.25)$$

Dependența presiunii de temperatură se obține folosind relația (1.25) și ecuația transformării adiabatică în forma $p \cdot T^{\frac{\gamma}{1-\gamma}} = p_0 \cdot T_0^{\frac{\gamma}{1-\gamma}}$, de forma:

$$p = p_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} = p_0 \left(1 - \frac{z[\text{km}]}{3,5 \cdot z_0[\text{km}]} \right)^{3,5} \text{ - pentru aer.} \quad (1.26)$$

Calculate cu această relație, valorile presiunii coincid destul de bine cu scăderea exponențială prevăzută de modelul izoterm de atmosferă, până la înălțimea $z_0 = 8,4 \text{ km}$ (înălțimea scării). Peste această valoare, presiunea scade mai rapid cu înălțimea în atmosfera adiabatică decât în cea izotermă (figura 1.13). De altfel, pentru $\gamma \rightarrow 1$ (condiție în care adiabata tinde spre izotermă), din (1.25) rezultă $T = T_0 = \text{constant}$ și, ținând cont de proprietatea

$\lim_{m \rightarrow 0} (1 + mx)^{\frac{1}{m}} = e^x$, se obține relația de la atmosfera izotermă $p = p_0 e^{-\frac{z}{z_0}}$.

Cum $\rho = \frac{p\mu}{RT}$, folosind și relația (1.25) se obține și dependența densității de temperatură în modelul atmosferei adiabatică de forma:

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{1}{(\gamma - 1)}} = \rho_0 \left(1 - \frac{z[\text{km}]}{3,5 \cdot z_0[\text{km}]} \right)^{2,5} \quad \text{- pentru aer} \quad (1.27)$$

d. Atmosfera politropă

În diferite straturi ale atmosferei, proprietățile acesteia se abat mai mult sau mai puțin de la modelele prezentate; acestea pot fi analizate utilizând modelul atmosferei politrope, transformarea politropă, de ecuații $p \cdot V^n = \text{const}$, $T \cdot V^{n-1} = \text{const}$, $p \cdot T^{\frac{n}{1-n}} = \text{const}$, generalizează transformările particulare ale gazelor. Indicele politropic n poate avea valori reale (pentru $n = 1$ și $n = \gamma$ se obțin transformările izotermă, respectiv adiabatică).

Procedând ca la transformarea adiabatică, se obțin dependențele presiunii și densității atmosferice de înălțime, pentru atmosfera politropă, de forma:

$$p = p_0 \left(1 - \frac{n-1}{n} \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{n}{(n-1)}} \quad (1.28)$$

$$\rho = \rho_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{1}{(\gamma-1)}} \quad (1.29)$$

În figurile 1.13 și 1.14 sunt reprezentate grafic dependențele de înălțime ale presiunii și densității, pentru atmosfera omogenă (1), atmosfera izotermă (2), atmosfera adiabatică (3) și o atmosferă politropă cu indicele $n > \gamma$ (4).

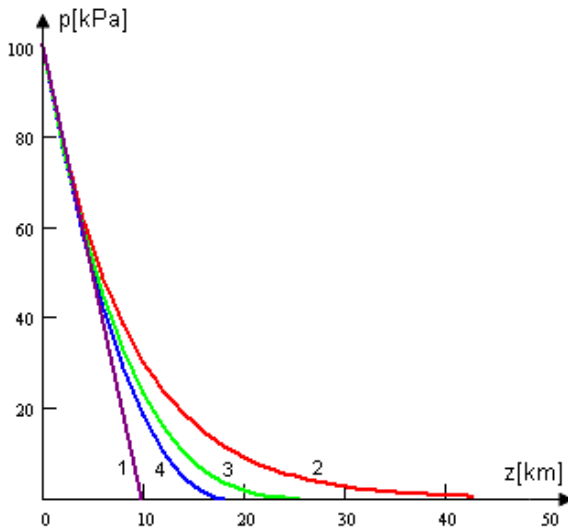


Figura 1.13

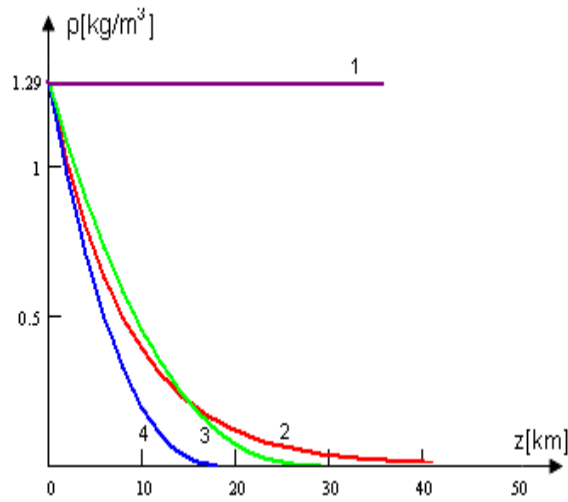


Figura 1.14

În figura 1.15 este reprezentată temperatura T în funcție de înălțimea z , conform modelelor de atmosferă izotermă (1), adiabatică (2), politropă cu $n > \gamma$ (3), respectiv politropă cu $n < \gamma$ (4).

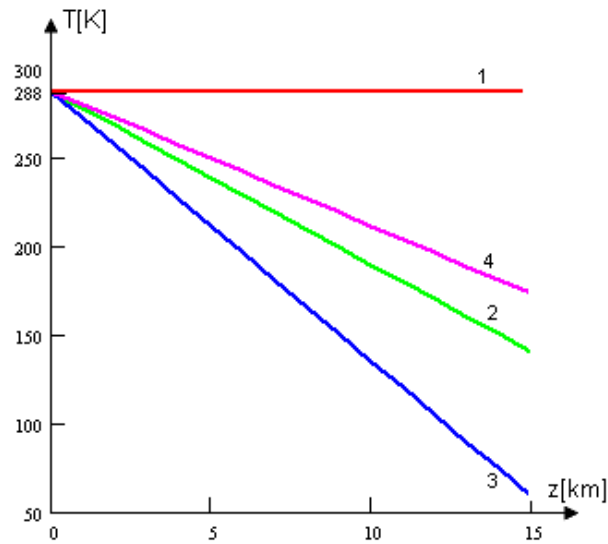


Figura 1.15

e. Atmosfera standard

Modelul standard al (modelul ISA) divizează atmosfera în straturi cu distribuție liniară a temperaturii, în condiții atmosferice medii și la latitudini medii, considerând comportarea de gaz ideal a aerului și masa molară a aerului constantă (la peste 100 km apare o separare a gazelor atmosferice după masa molară, deoarece la altitudini mici gazele atmosferice se amestecă prin mecanisme convective – mișcări ale maselor de aer, în timp ce la altitudini mari principala formă de amestecare a gazelor este fenomenul de difuzie). Modelul atmosferei standard este mai ușor de folosit pentru o serie de calcule referitoare la atmosferă. Atmosfera standard nu conține vapori de apă. Acest model aproximează dependența temperaturii de înălțime prezentată în figura 1.6 prin dependența prezentată în figura 1.16, pentru latitudinea de 40° nord, în luna noiembrie.

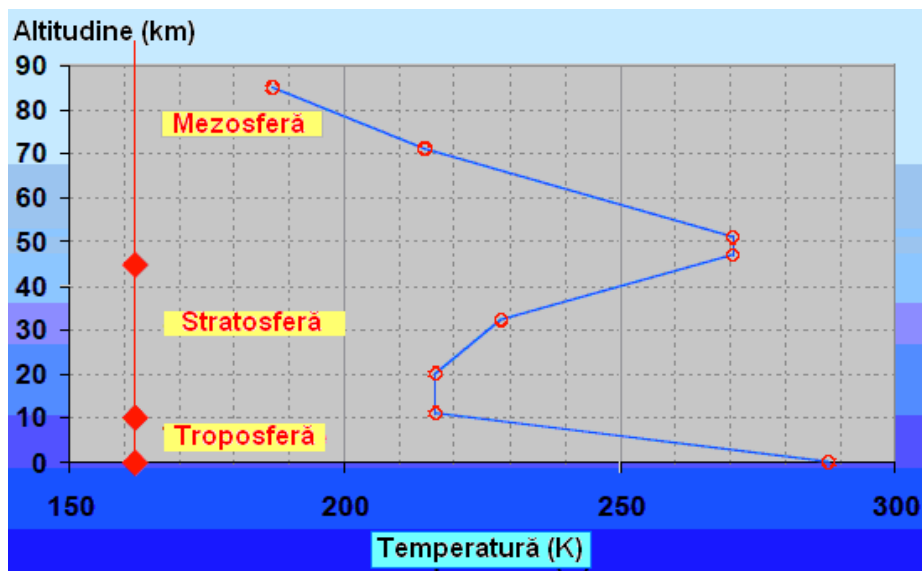


Figura 1.16

Caracteristicile straturilor atmosferei standard sunt prezentate în tabelul următor:

Strat	Denumire	Înălțimea bazei (km)	Gradient termic (°C/km)	Temperatura la bază (°C)	Presiunea la bază (Pa)
0	Troposferă	0	6,5	+15.0	101325
1	Tropopauză	11	0	-56.5	22632
2	Stratosferă	20	- 1	-56.5	5475
3	Stratosferă	32	- 2,8	-44.5	868
4	Stratopauză	47	0	-2.5	111
5	Mezosferă	51	2,8	-2.5	67
6	Mezopauză	71	2	-58.5	3,9
7	Mezopauză	85	—	-86.2	0,37

Valoarea de 6,5°C/km a gradientului termic în troposferă (până la 11 km) este denumită „gradientul termic atmosferic” și este luată în considerație când se analizează stabilitatea atmosferică și fenomenele meteorologice legate de aceasta.

C. Influența rotației Pământului asupra atmosferei

Pământul efectuează o mișcare de rotație în jurul unei axe puțin înclinată față de axa polilor nord – sud, cu perioada de 24 ore și viteza unghiulară $\omega = \frac{2\pi}{T} = 0,0000072$ radiani/sec.

Vitezele de rotație ale punctelor de pe suprafața pământului ($V = \omega \cdot r$) depind de raza cercului descris de punctul considerat și, odată cu raza cresc de la pol ($r = 0$, $V_{\text{pol}} = 0$) spre ecuator ($r = R = 6400$ km, $V_{\text{ecuator}} = 464$ m/s = 1670 km/h). Rotația Pământului influențează mișcările corpurilor aflate pe Pământ, inclusiv a maselor de aer atmosferic.

Forța centrifugă acționează asupra oricărui corp aflat în mișcare de rotație, deci și asupra maselor de aer care se rotesc odată cu Pământul. Forța centrifugă este orientată radial spre exteriorul cercului descris de un corp de masă m , aflat în mișcare de rotație cu viteza unghiulară ω pe un cerc de rază r , are mărimea $F_{\text{cf}} = m\omega^2 r = mv^2/r$, unde v este viteza corpului (figura 1.17).

La ecuator, forța centrifugă are sens opus față de greutate, dar fiind mult mai mică decât greutatea (circa 0,3% din greutate), efectul de micșorare a greutății este neglijabil. La alte latitudini, forța centrifugă este mai mică, deoarece razele cercurilor descrise de corpuri sunt mai mici și nu mai este coliniară cu greutatea. Din cauza forței centrifuge corpurile se mișcă după direcția rezultantei $\mathbf{R}$ și în cădere sunt ușor deviate față de verticala locului.

Forța Coriolis este o forță de inerție cauzată de rotația Pământului, care apare pentru un observator aflat în mișcare de rotație și datorită căreia, traiectoriile corpurilor aflate pe o suprafață care se rotește sunt diferite de traiectoriile lor în absența rotației (efectul Coriolis). Expresia forței Coriolis asupra unui corp de masă m (cum ar fi o masă de aer), care se deplasează cu viteza V , pe o suprafață care se rotește cu viteza unghiulară ω , este dată de relația $\vec{F}_c = -2m(\vec{\omega} \times \vec{V})$. Forța este perpendiculară pe viteza corpului și pe direcția axei de rotație, ca în figura 1.18. Dacă planul de mișcare este perpendicular pe axa de rotație, modulul forței Coriolis este egal cu $F_c = 2m\omega V$; într-un plan paralel cu suprafața Pământului, la un unghi de latitudine geografică φ , modulul forței Coriolis este egal cu $F_c = 2m\omega \cdot \sin\varphi$.

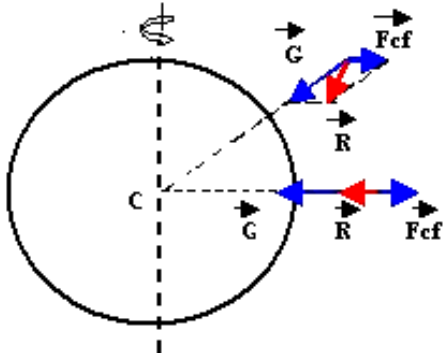


Figura 1.17

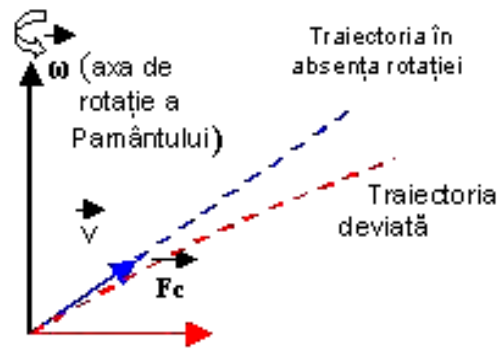


Figura 1.18

Forța Coriolis produce o deviație spre dreapta în emisfera nordică, respectiv o deviație spre stânga în emisfera sudică, atât a maselor de aer în mișcare în apropiere de suprafața Pământului, cât și a cursurilor de apă curgătoare (cu efecte de eroziune mai accentuată a malurilor respective), ca în figura 1.19.

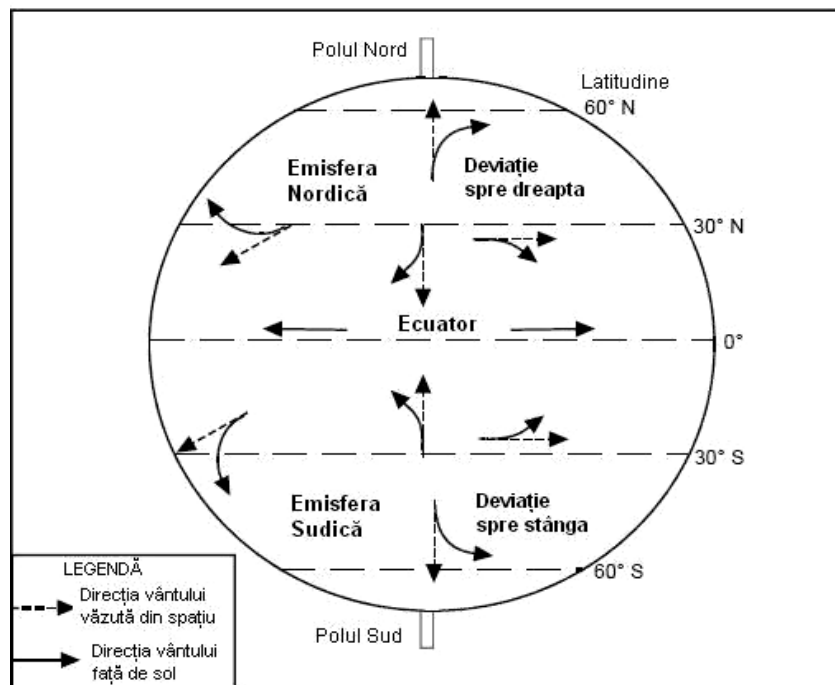


Figura 1.19

Numai sub acțiunea forței Coriolis, masele de aer atmosferic vor descrie traiectorii curbe care se închid, denumite cecuri inerțiale (figura 1.20) În emisfera nordică, sensul de rotație este orar, iar în emisfera sudică, sens antiorar, conform deviațiilor spre dreapta, respectiv spre stânga care se produc în emisferile respective.

În realitate, mișcările maselor de aer sunt supuse acțiunii mult mai multor factori decât forța Coriolis, fiind deci mai complicate



Figura 1.20

D. Vântul geostrofic

Forța Coriolis, împreună cu forța de gradient baric, justifică sensul de rotație al aerului în cicloni (sens antiorar) și anticicloni (sens orar) în emisfera nordică, respectiv sens invers în emisfera sudică a Pământului; la suprafața Pământului, forțele de gradient baric și Coriolis își combină efectele, astfel încât rezultă o deplasare a maselor de aer pe direcția aproximativă a curbilor izobare; această deplasare se numește **vânt geostrofic**. (figura 1.21).

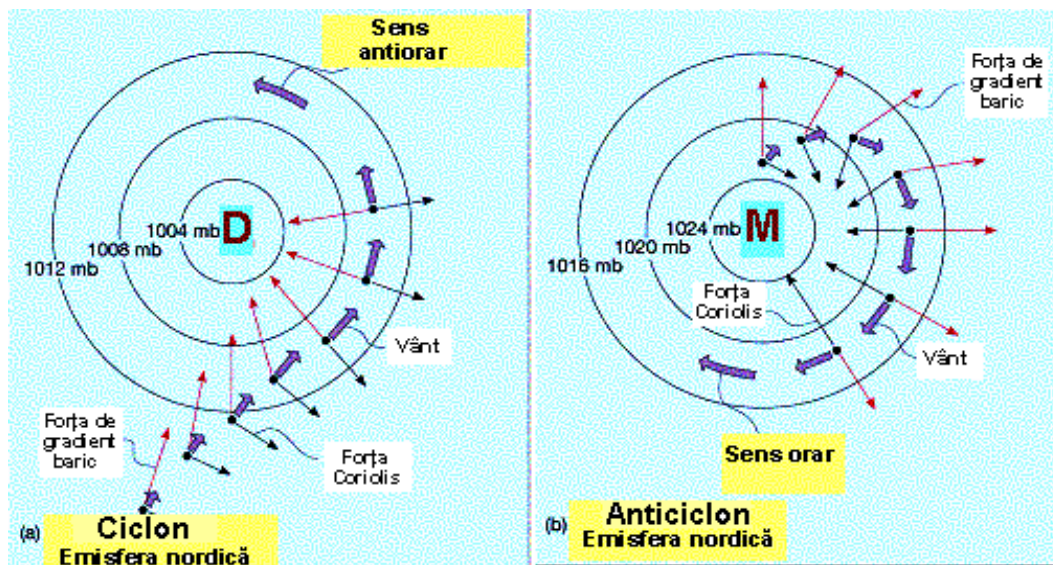


Figura 1.21

În cadrul unui model simplificat, în care se ține cont numai de existența minimelor de presiune ecuatoriale și subpolare, precum și a maximelor de presiune polare și subtropicale și considerând numai forțele de gradient baric și cele produse de rotația Pământului, distribuția vânturilor în atmosfera terestră ar arăta ca în figura 1.22.

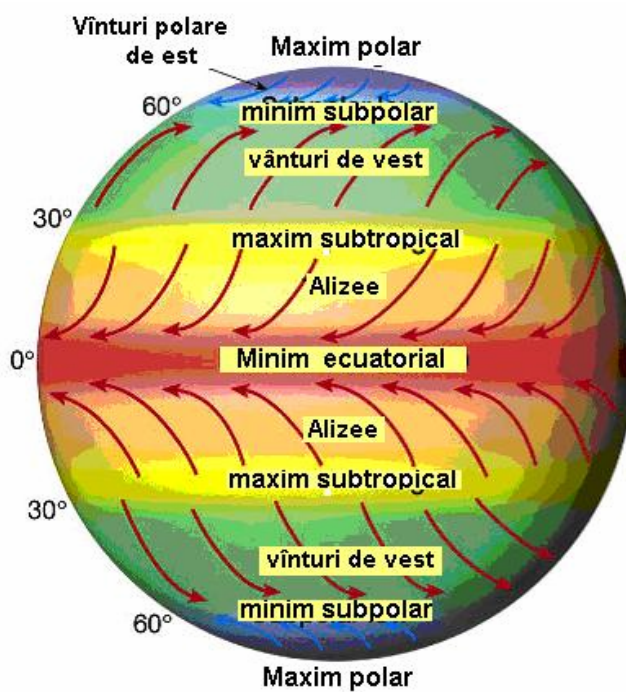


Figura 1.22

Modelul simplificat pune în evidență corect existența vânturilor polare de est, a vânturilor de vest dintre zonele subtropicale și subpolare și a alizeelor între zonele subtropicale și cele ecuatoriale. În realitate, situația vânturilor este mai complexă, în special datorită distribuției uscatului și maselor de apă, a reliefului terestru, a umidității atmosferice, precum și a altor factori care vor fi descriși în continuare.

D. Acțiunea frecării asupra mișcării maselor de aer

Deplasarea unei mase de fluid se numește curgere (proprietate pe care o au și lichidele și gazele, stări în care substanțele nu au formă proprie). Traectoriile particulelor de fluid în timpul curgerii se numesc linii de curent. În funcție de condițiile în care are loc curgerea, ea poate fi laminară (în care liniile de curent nu se intersectează și vitezele particulelor și presiunea în fluid nu depind decât de poziție și nu se modifică în timp) și turbulentă (turbionară sau cu vârtejuri - în care liniile de curent se intersectează și vitezele particulelor de fluid și presiunea în fluid se modifică în timp), așa cum este prezentat cazul profilului unei aripi de avion în figura 1.23.

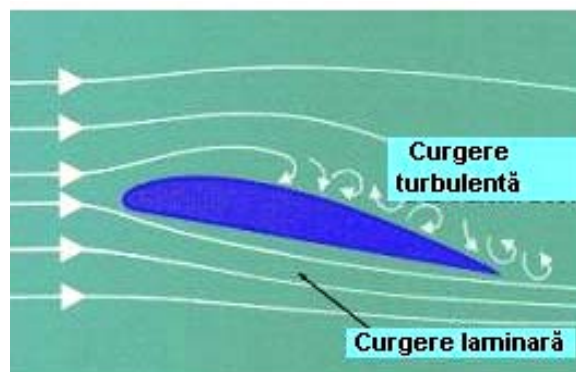


Figura 1.23

Deși atmosfera se rotește odată cu Pământul, din diferite motive (în special datorită încălzirii neuniforme), pot apărea deplasări (curgeri) ale maselor de aer față de suprafața

Pământului. În această situație, se manifestă efectul forțelor de frecare, îndeosebi în straturile aflate în apropierea suprafeței (straturile joase ale troposferei).

Aceste frecări se manifestă, pe de o parte, la contactul direct cu suprafața, depinzând de profilul și denivelările suprafeței și, pe de altă parte, între straturile de aer în mișcare, prin fenomenul de vâscozitate. În ambele situații, efectul frecărilor se manifestă prin încetinirea vitezei de curgere a straturilor aflate în contact cu suprafața Pământului, precum și a straturilor care au viteze de curgere mai mari, la contactul cu straturile cu viteze de curgere mai mici (efecte de frânare).

Drept consecință, rezultă producerea de **turbulențe** în curgerea straturilor de aer, precum și efecte de eroziune a suprafeței Pământului, respectiv de acțiune asupra suprafeței apelor oceanice (valuri). De asemenea, ca efect al frecării, în apropierea suprafeței, forța Coriolis nu mai echilibrează forța de gradient baric, astfel încât vântul geostrofic va fi deviat față de direcția izobarelor de pe suprafața Pământului.

În straturile mai înalte ale troposferei, efectele frecărilor devin neglijabile; la acest nivel se produc vânturi cu viteze foarte mari, orientate aproximativ pe direcția izobarelor, numite curenți – fulger (jet streams).

Asupra unui corp aflat în mișcare într-un fluid acționează o **forță de rezistență** și, conform principiului acțiunii și reacțiunii, aceeași forță acționează și asupra fluidelor în mișcare pe lângă un corp fix (așa cum sunt diferitele obstacole pe care le întâlnesc masele de aer în mișcare care formează vântul). Forța de rezistență depinde de natura lichidului, de forma corpului (mai mult sau mai puțin aerodinamică) și de viteza relativă v a fluidului față de corp și are sens opus vitezei relative. Astfel, la viteze mici, forța de rezistență este proporțională cu viteza, conform relației (1.30) numită legea lui Stokes:

$$F_r = 6 \cdot \pi \cdot \eta \cdot r \cdot v \quad (1.30)$$

unde r este raza corpului și η coeficientul de vâscozitate.

La viteze mari, forța de rezistență este proporțională cu pătratul vitezei, conform relației (1.31)

$$F_r = \frac{1}{2} C_p S v^2 \quad (1.31)$$

unde p este densitatea fluidului, S secțiunea transversală a corpului, iar C o constantă care are valori cu atât mai mici cu cât corpul are o formă mai aerodinamică.

Forțele de rezistență au efect de frânare, producând scăderea vitezei relative de mișcare. În atmosferă, datorită acestor forțe, viteza picăturilor de ploaie este încetinită de rezistența aerului, parașutele frânează considerabil viteza de cădere, pierderile de energie la deplasarea unui vehicul sunt cu atât mai mici cu cât acesta are o formă mai aerodinamică. Rezistența la deplasarea maselor de aer pune în mișcare paletelile generatoarelor eoliene, produce eroziunea solului și valuri pe suprafețele acoperite cu apă, iar la viteze foarte mari ale vântului, efectele acestor forțe pot deveni devastatoare.

2.2.2 CONVECȚIA AERULUI ÎN ATMOSFERĂ

Dacă într-o zonă din apropierea solului presiunea este mai mică (zona de depresiune – minim atmosferic), de exemplu când aerul se încălzește, densitatea (ecuația 1.5) scade față de a aerului înconjurător și aerul mai ușor urcă. Dacă, la o anumită înălțime, aerul devine mai rece decât cel înconjurător, devine mai greu decât acesta și coboară (spre un maxim de presiune aflat pe sol) ca în figura 1.24. În acest fel apare o circulație a maselor de aer numită **convecție**

(bazată pe faptul că aerul cald urcă, iar cel rece coboară – așa cum este încălzit aerul dintr-o cameră de la un calorifer). Convecția (verticală) este însoțită de deplasări orizontale ale aerului, acestea reprezentând un proces de **advecție**. Convecția este, alături de conductivitatea termică și radiație, unul din modurile de transmitere a căldurii întâlnite în natură.

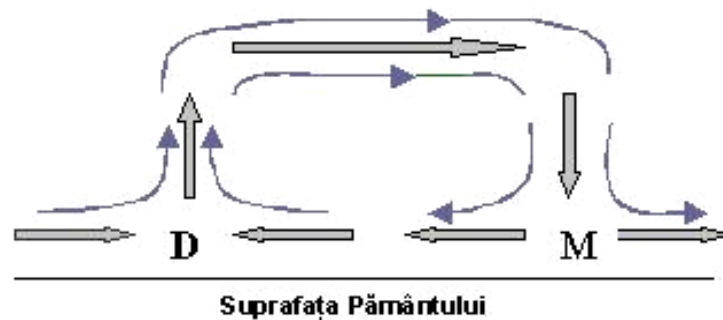


Figura 1.24

Un exemplu de astfel de circulație îl reprezintă o categorie de vânturi locale – brizele. Acestea au la bază faptul că uscatul se încălzește și se răcește mai repede decât masele de apă. Astfel, în zonele litorale, în timpul zilei aerul de deasupra uscatului se încălzește și urcă, fiind înlocuit cu aerul mai rece de deasupra apei; astfel, ziua vântul bate la sol dinspre apă spre uscat (briza de mare). În timpul nopții aerul de deasupra uscatului se răcește mai mult decât cel de deasupra apei. Aerul mai cald de deasupra apei urcă, fiind înlocuit de aerul mai rece; noaptea vântul bate deasupra solului dinspre uscat spre apă (briza de sol), așa cum apar în figura 1.25.

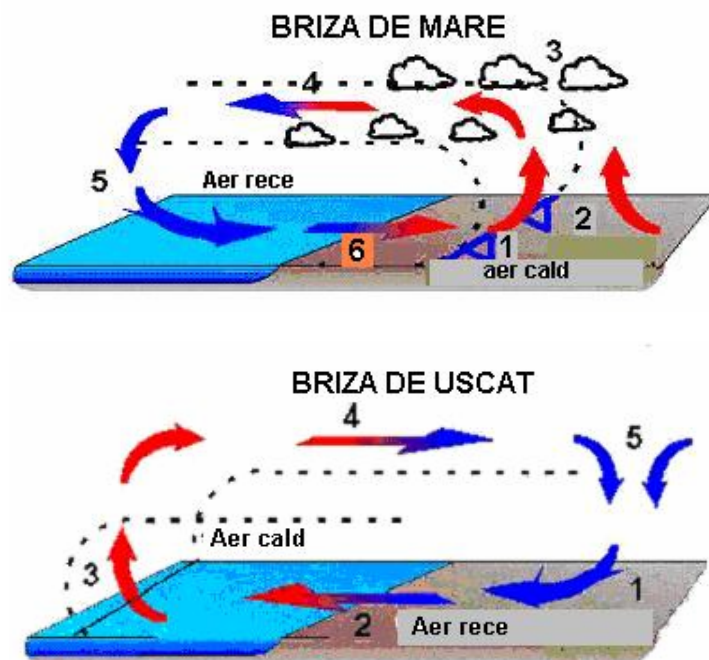


Figura 1.25

În cazul maselor mari de aer (cicloni și anticiclone relativ apropiate), peste convecția descrisă anterior se suprapune și rotația produsă de forța Coriolis a maselor de aer, așa cum se prezintă în figura 1.26.

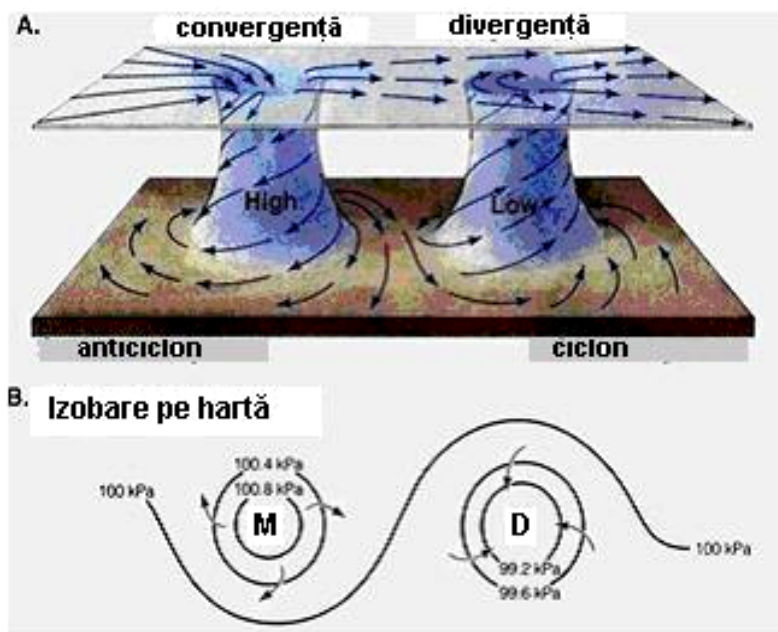


Figura 1.26

Ținând cont de aceste considerații, ca și de distribuția neuniformă a apei și uscatului pe suprafața Pământului, circulația globală a maselor de aer în atmosferă, prezentată într-o schemă simplificată în figura 1.22, este prezentată, mai apropiat de realitate, în figura 1.27

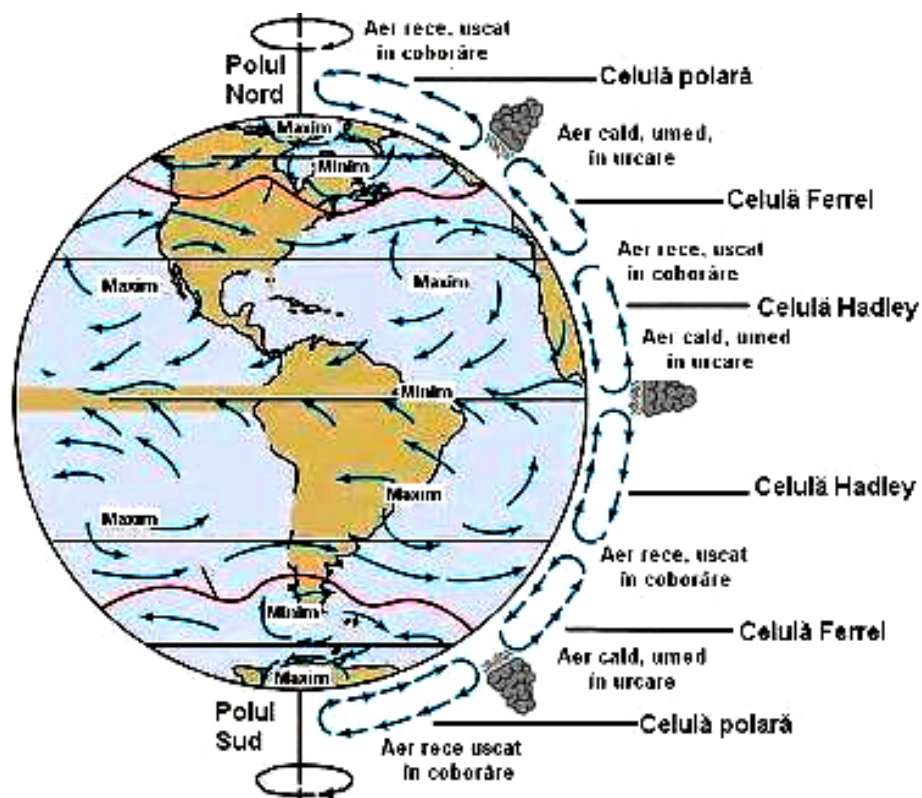


Figura 1.27

2.3 INTERACȚIUNEA ATMOSFEREI CU RADIAȚIILE ELECTROMAGNETICE. FENOMENE OPTICE ÎN ATMOSFERĂ

2.3.1 CARACTERISTICILE RADIAȚIILOR ELECTROMAGNETICE

Foarte multe proprietăți și fenomene atmosferice se datorează interacțiunii cu radiația electromagnetică. Această radiație provine îndeosebi de la Soare și, într-o mică măsură, din spațiul cosmic (sub forma radiațiilor cosmice). Radiațiile (sau undele) electromagnetice, din care fac parte și radiațiile luminoase, sunt oscilații de câmpuri electrice și magnetice care se propagă în vid cu viteza $c = 300\,000\text{ km/s}$, iar într-un mediu transparent cu viteza $V = c/n$, unde n se numește indicele de refracție al mediului. Undele electromagnetice se caracterizează prin frecvență (ν , măsurată în Hertzi - Hz) și lungime de undă (λ – măsurată în metri), între care există relația $\lambda = V/\nu$.

Gama (spectrul undelor electromagnetice)

În funcție de frecvența, respectiv lungimea de undă, radiațiile electromagnetice se clasifică în mai multe categorii, având proprietăți specifice și energii cu atât mai mari cu cât frecvența este mai mare (sau lungimea de undă mai mică), astfel:

1. Unde hertziene (radio) ($\lambda > 1\text{ m}$), folosite în comunicații radio și televiziune. Ele se împart, la rândul lor, în:

- unde lungi ($\lambda > 10^3\text{ m}$)
- unde medii ($\lambda \sim 10^2 \div 10^3\text{ m}$)
- unde scurte ($\lambda \sim 10 \div 10^2\text{ m}$)
- unde ultrascurte ($\lambda \sim 1 \div 10\text{ m}$)

2. Microunde ($\lambda \sim 10^{-1} \div 1\text{ m}$), folosite în radiolocație, telecomunicații prin satelit, telefonie celulară, etc.

3. Radiații infraroșii (IR) ($\lambda \sim 10^{-3} \div 10^{-7}\text{ m}$); sunt produse de corpurile calde și se mai numesc radiații calorice.

4. Radiații vizibile (lumină) ($\lambda \sim 4 \cdot 10^{-7} \div 7,5 \cdot 10^{-7}\text{ m}$), pentru care omul are un receptor fotosensibil – ochiul.

5. Radiații ultraviolete(UV) ($\lambda \sim 10^{-7} \div 10^{-8}\text{ m}$), cu frecvențe și energii mai mari decât radiațiile vizibile; în doze mari pot avea efecte nocive asupra organismelor vii.

6. Radiații X și γ ($\lambda < 10^{-8}\text{ m}$). Radiațiile X (Roentgen) și γ (gamma), numite și radiații ionizante, au energii foarte mari, sunt penetrante, motiv pentru care produc numeroase efecte la trecerea prin substanță: efecte de ionizare, efecte biologice și genetice. Expunerea la aceste radiații necesită măsuri de protecție.

Cea mai mare parte a energiei primite de la Soare este concentrată în domeniul vizibil și în apropierea acestuia. Intervalul îngust al radiației vizibile (între 400 și 700 nm) reprezintă 43% din radiația incidentă pe Pământ. Circa 7 – 8% revine radiațiilor cu lungimi de undă mici (UV, X și gamma), iar 49 – 50% reprezintă radiațiile cu lungimi de undă mari (microunde, IR și radio) – figura 1.28. Nu toate radiațiile provenite de la Soare ajung la suprafața Pământului, datorită unui fenomen de absorbție atmosferică, fenomen ce va fi descris mai târziu în acest capitol.

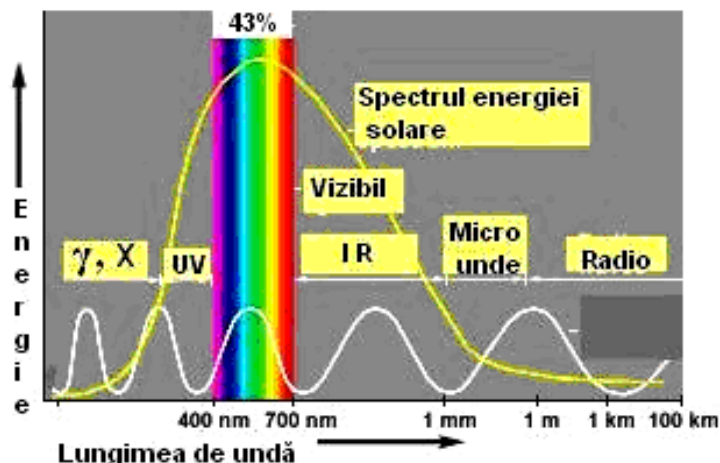


Figura 1.28

Mărimi energetice caracteristice radiațiilor electromagnetice

O caracteristică importantă a undelor electromagnetice este **energia** pe care o transportă acestea (W - energia, măsurată în joule - j).

Energia transportată în unitatea de timp de unde se numește **flux de energie radiantă** (sau putere), se măsoară în w (wati) și se exprimă prin relația:

$$\Phi = \frac{W}{t} \quad (1.32)$$

Energia transportată de undă în unitatea de timp prin unitatea de suprafață normală la direcția de propagare a undei se numește **intensitatea undei**, se măsoară în w/m^2 și se exprimă prin relația:

$$I = \frac{W}{S \cdot t} = \frac{\Phi}{S} \quad (1.33)$$

În cazul unei surse punctiforme de radiații electromagnetice care se află în vârful unui con în interiorul căruia emite fluxul de energie radiantă $d\Phi$, **intensitatea energetică a sursei** se definește ca fiind fluxul de energie radiantă emis în unitatea de unghi solid (unghiul solid este unghiul delimitat de vârful conului în care se află sursa și suprafața laterală a conului, notat cu $d\Omega$ și măsurat în steradiani - sr). Intensitatea energetică a sursei se măsoară în w/sr și se exprimă prin relația:

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (1.34)$$

Dacă o suprafață de arie dS este iluminată uniform de către o sursă cu intensitatea I , se **iluminarea suprafeței** reprezintă fluxul de energie radiantă ce cade normal și uniform pe unitatea de suprafață; se măsoară în w/m^2 și se exprimă prin relația:

$$E = \frac{d\Phi}{dS_n} \quad (1.35)$$

Dacă sursa punctiformă de intensitate I se află la distanța r de suprafața elementară dS pe care undele cad sub un unghi de incidență i (figura 1.29), iluminarea suprafeței scade cu distanța față de sursă și depinde de unghiul de incidență, conform relației:

$$E = \frac{I}{r^2} \cos i = I_n \cos i \quad (1.36)$$

unde I_n este iluminarea la incidență normală (legea lui Lambert).

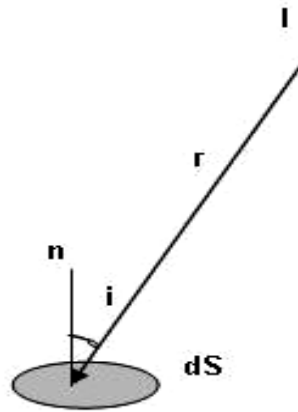


Figura 1.29

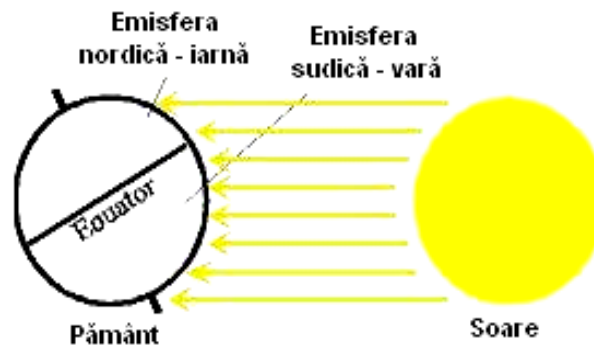


Figura 1.30

Dacă o suprafață este iradiată de un fascicul paralel de raze (așa cum sunt razele solare care cad pe suprafața Pământului, caz în care unghiul de incidență este denumit în astronomie unghi zenital), iluminarea depinde numai de unghiul de înclinare a razelor (este maximă când razele cad perpendicular pe suprafață și scade la creșterea unghiului de incidență a razelor).

Iluminarea este mărimea care exprimă căldura transmisă de radiații suprafețelor pe care le iradiază. Legea lui Lambert explică de ce suprafața Pământului primește mai multă căldură de la Soare la ecuator (unde razele solare cad aproximativ perpendicular pe suprafață) și din ce în ce mai puțină la latitudini mai mari, unde razele solare cad sub un unghi de incidență din ce în ce mai mare.(figura 1.30)

2.3.2 FENOMENE OPTICE ÎN ATMOSFERĂ

REFLEXIA ȘI REFRACTIA radiațiilor electromagnetice

Când o undă (incidentă) întâlnește suprafața de separare între două medii (sau străbate straturi diferite ale unui mediu), caracterizate prin indici de refracție diferiți n_1 și n_2 , o parte a

unde (undă reflectată) revine în mediul inițial (reflexie) și o altă parte a unde (undă refractată sau transmisă) trece în al doilea mediu (refracție sau transmisie), așa cum se reprezintă în figura 1.31

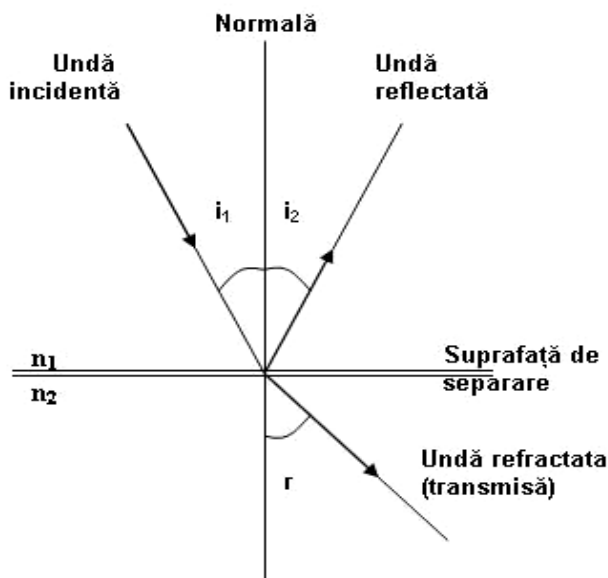


Figura 1.31

Unghiul de incidență i_1 și unghiul de reflexie i_2 fiind unghiurile dintre undele incidentă, respectiv reflectată și normala la suprafața de separare în punctul de incidență și r – unghiul dintre unda refractată și normală (unghi de refracție), legile fenomenelor care se produc, denumind undele raze, denumire uzuală în optică, sunt:

Legile reflexiei:

- Raza incidentă, raza reflectată și normala în punctul de incidență sunt coplanare.
- Unghiul de incidență este egal cu unghiul de reflexie ($i_1 = i_2 = i$).

Legile refracției:

- Raza incidentă, raza refractată și normala în punctul de incidență sunt coplanare.
- Raportul dintre sinusul unghiului de incidență și sinusul unghiului de refracție este constant

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{n_2}{n_1} = n_{21} = \text{const} \quad (1.37)$$

unde n_{21} se numește indicele relativ de refracție al celui de-al doilea mediu față de primul.

Reflexia totală. În general, fenomenele de reflexie și refracție se produc simultan; o parte din energia razei incidente revine în mediul inițial și o parte este transmisă în al doilea mediu. În cazul în care reflexia este importantă, energia unei transmise reprezintă pierderi pentru fenomenul de reflexie (ca în cazul oglinzilor de calitate).

Există o situație în care pierderile prin transmisie sunt anulate; dacă, la suprafața de separație între două medii $n_2 < n_1$, $\sin i < \sin r$ și $i < r$, adică raza transmisă face un unghi mai mare cu normala decât raza incidentă. La creșterea unghiului de incidență, unghiul de refracție crește mai repede, astfel încât, pentru o anumită valoare a unghiului de incidență $i = l$ (numită unghi limită), unghiul de refracție devine 90° și raza refractată se propagă pe direcția suprafeței de separare și nu mai trece în al doilea mediu. Dacă unghiul de incidență este mai mare decât unghiul limită, raza reflectată revine în mediul inițial și refracția se reduce la reflexie (numită

reflexie totală sau internă), dar o reflexie fără pierderi de energie prin undă transmisă (figura 1.32).

Din relația (1.32), cum $\sin r = \sin 90^\circ = 1$, rezultă că valoarea unghiului limită se calculează cu relația $\sin i = n_2/n_1$ și, în cazul în care al doilea mediu este aerul (cu indice de refracție foarte apropiat de 1), unghiul limită la suprafața de separare dintre un mediu de indice de refracție n_1 și aer se obține din relația $\sin i_{\text{aer}} = 1/n_1$.

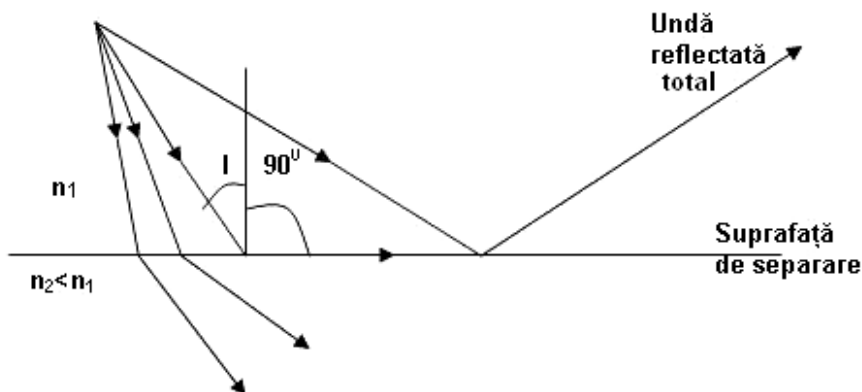


Figura 1.32

Reflectanța unei suprafețe este raportul dintre fluxul de energie radiantă al undei reflectate și fluxul de energie radiantă al undei incidente; $R = \frac{\Phi_{\text{reflectat}}}{\Phi_{\text{incident}}}$; În cazul radiațiilor solare incidente pe atmosfera Pământului, reflectanța se numește **albedou**.

Reflectanța unei suprafețe depinde de:

- natura suprafeței (de substanța din care este alcătuită),
- lungimea de undă a radiațiilor incidente (de exemplu o suprafață metalică din aluminiu reflectă mai mult radiațiile din domeniul roșu al radiațiilor vizibile și din domeniul infraroșu și mai puțin pe cele din intervalul luminii albastru violet al spectrului vizibil și pe cele din ultraviolet) – figura 1.27
- unghiul de incidență al radiațiilor pe suprafață (o suprafață de sticlă reflectă mai puțină lumină din domeniul vizibil la unghiuri de incidență mic – incidență normală; reflectanța crește la creșterea unghiului de incidență și se apropie de 1 când unghiul de incidență se apropie de 90° – incidență razantă) – figura 1.33.

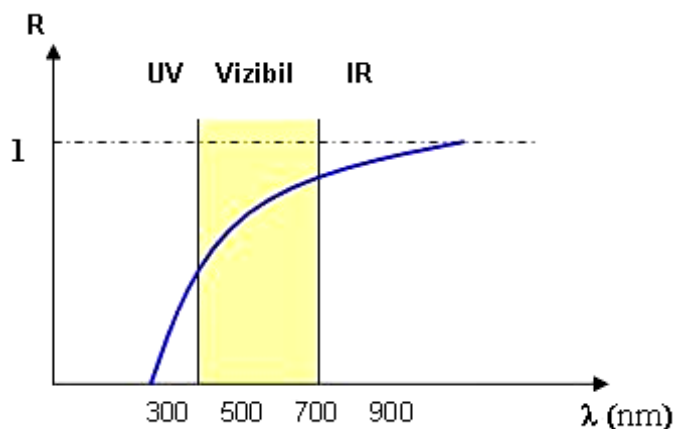


Figura 1.33

Transmitanța unei suprafețe este raportul dintre fluxul de energie radiantă al unde transmise și fluxul de energie radiantă al

unde incidente; $T = \frac{\Phi_{\text{transmis}}}{\Phi_{\text{incident}}}$.

Și transmitanța unei suprafețe depinde de natura materialului acesteia, de lungimea de undă a radiațiilor și de unghiul de incidență al radiațiilor (în domeniul vizibil, transmitanța unei suprafețe de separare aer – sticlă este mare la unghiuri de incidență mici – incidență normală și scade spre zero la creșterea unghiului de incidență spre 90° - incidență razantă, ca în figura 1.34)

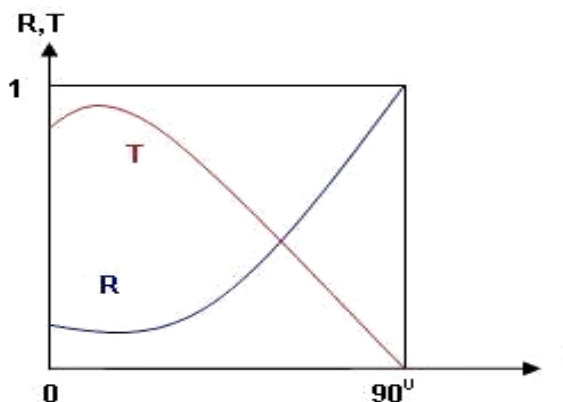


Figura 1.34

Reflexia atmosferică a radiațiilor electromagnetice se produce în special pe particulele și componentele aerosolului atmosferic, mai ales, pe picăturile de apă și cristalele de gheață care intră în componența norilor. Albedoul straturilor de nori are valori între 40 și 90%, în funcție de tipul de nori, de unghiul de înclinare a razelor și de conținutul de picături de apă și cristale de gheață al norilor. Albedoul suprafeței pământului depinde de natura suprafeței (uscat, vegetație, apă, grad de umiditate; zăpada proaspătă are un albedou de până la 95%) și de unghiul de înclinare a razelor de lumină. Din totalul radiațiilor solare incidente, particulele atmosferice reflecta în medie 6%, norii 26%, iar suprafața terestră 4%. În medie, albedoul planetei (atmosferă și sol) este de 30%

Refracția atmosferică explică un mare număr de fenomene care se petrec la străbaterea atmosferei de către radiațiile luminoase. O mare parte din aceste fenomene se manifestă sub forma unor iluzii optice și se bazează pe schimbarea direcției de propagare a razelor de lumină prin refracție. Un observator are impresia ca obiectul de la care provin razele se află pe direcția razelor care ajung la el; din cauza schimbării direcției razelor, poziția aparentă a obiectului este diferită de poziția reală a acestuia (figura 1.35).

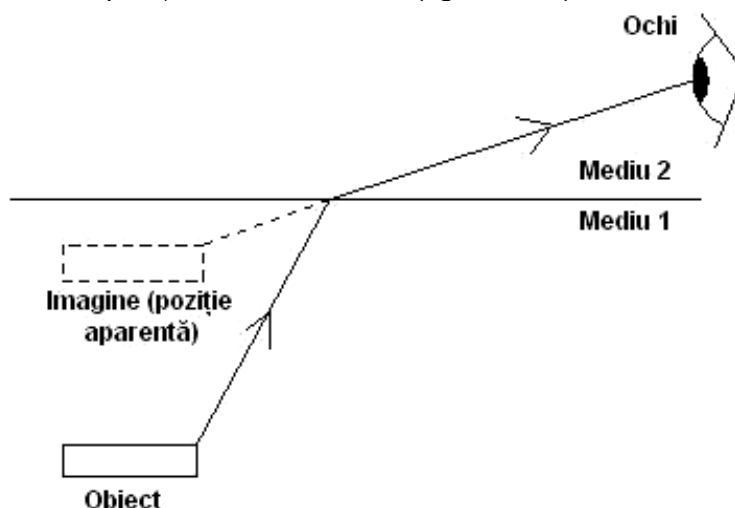


Figura 1.35

Refracția în atmosferă nu se produce brusc, ca în figura 1.35. Indicele de refracție al aerului depinde de densitatea acestuia; cum densitatea atmosferei scade cu înălțimea, indicele de refracție scade și el cu înălțimea și razele de lumină se curbează în spre Pământ. Din acest motiv poziția aparentă a unei stele este deplasată în sus decât poziția reală. Între direcția razei în absența atmosferei și direcția spre poziția aparentă a stelei există un unghi numit paralaxă (figura 1.36).

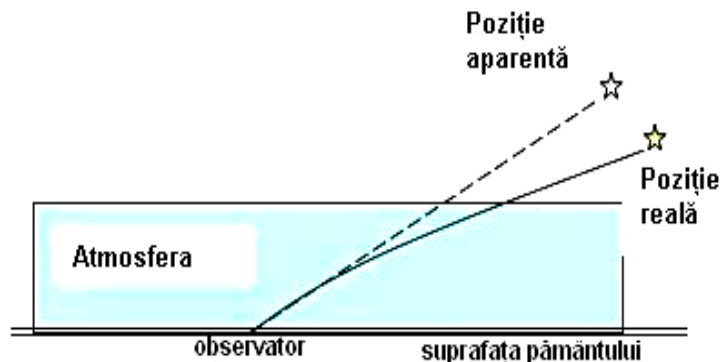


Figura 1.36

Curbarea razelor de lumină cauzată de refracția atmosferică depinde de unghiul de înclinare al razelor de lumină (paralaxa crește de la circa o secundă de arc la incidență normală până la 30 secunde de arc pentru incidență razantă). Aceasta explică o serie de fenomene numite miraje, cum ar fi deformarea (turtirea) soarelui și a lunii atunci când sunt la orizont (la răsărit și la apus), deoarece razele care vin de la extremitățile soarelui sau lunii sunt curbate diferit prin refracție atmosferică (figura 1.37).



Figura 1.37

Datorită încălzirii neuniforme a straturilor de aer (în zilele călduroase, temperatura straturilor de aer descrește de la solul fierbinte pe verticală, iar indicele de refracție al acestor straturi crește pe verticală). În aceste condiții, schimbarea direcției razelor prin refracție se manifestă ca o curbare a acestora, conducând la o poziție aparentă a obiectelor de la care provin razele diferită de poziția lor reală. Este posibil să se producă **reflexia totală** a razelor de lumină pe stratul de aer fierbinte aflat deasupra solului, acest strat comportându-se ca o oglindă. Acest fenomen explică o altă serie de miraje care apar în situația în care suprafața solului este puternic încălzită, descrise în figurile 1.38 și 1.39.

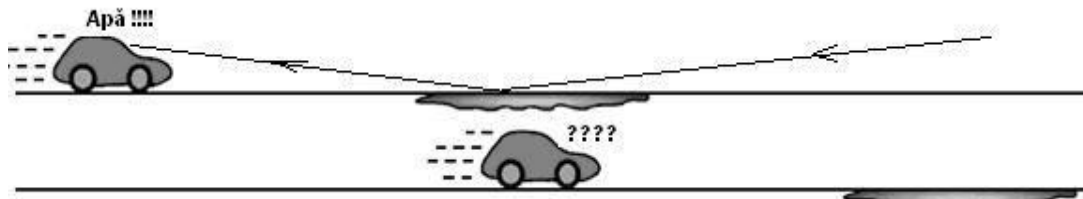


Figura 1.38

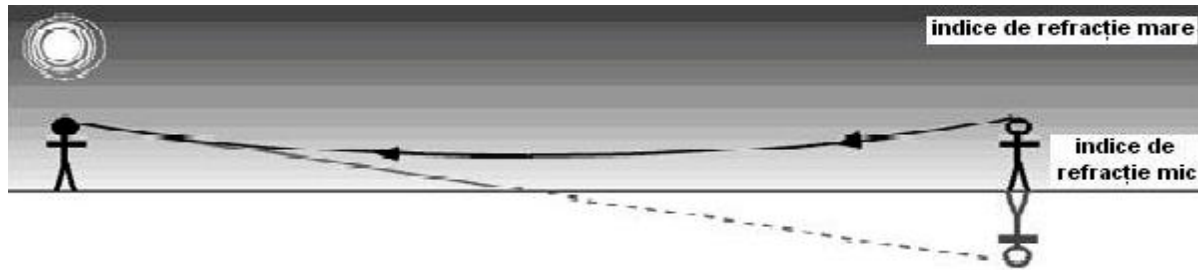


Figura 1.39

Refracția atmosferică se produce și în domeniul undelor radio, la aceasta având o mare contribuție straturile ionizate ale atmosferei (care formează ionosfera). Straturile ionosferei care au importanță în refracție, producând și reflexia totală a acestora, au efecte importante în comunicațiile radio, depind de lungimea de undă a undelor radio, de direcția de propagare a acestora și înălțimea la care se află este influențată de activitatea solară și de succesiunea zi-noapte. Așa cum sunt reprezentate în figura 1.40, se consideră, în ordinea înălțimii, următoarele straturi ale ionosferei cu efecte asupra undelor radio: stratul D, care influențează undele lungi, straturile E care influențează undele medii și F care influențează undele de înaltă frecvență (scurte și ultrascurte).

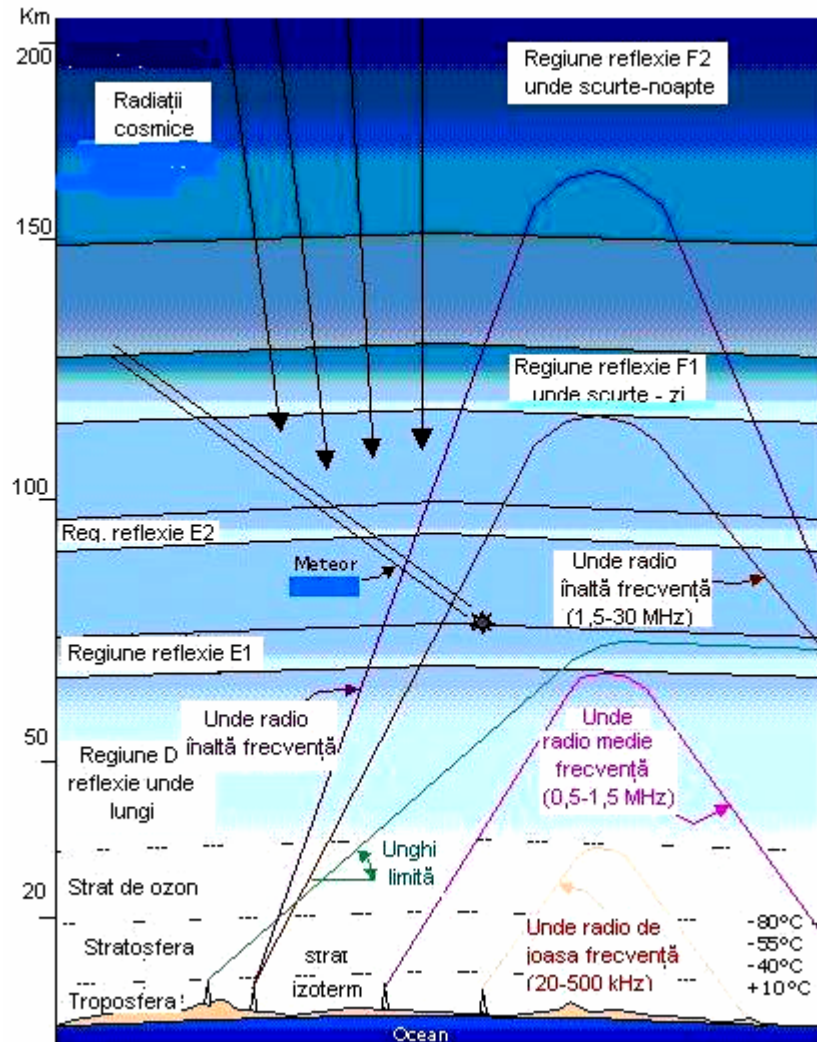


Figura 1.40

Altă categorie de fenomene optice bazate care se produc în atmosferă sunt cauzate de refracția undelor prin cristalele de gheață aflate în norii subțiri de mare înălțime, fenomene numite **halouri**. Mecanismele refracției luminii prin cristalele de gheață sunt prezentate în figura 1.41; se justifică existența a două tipuri de halouri - halou de 22° (întâlnit mai frecvent) și halou de 46° (întâlnit mai rar). Mersul razelor care formează aceste halouri este prezentat în figura 1.42, iar în figura 1.43 este prezentată o fotografie a fenomenului de halou.

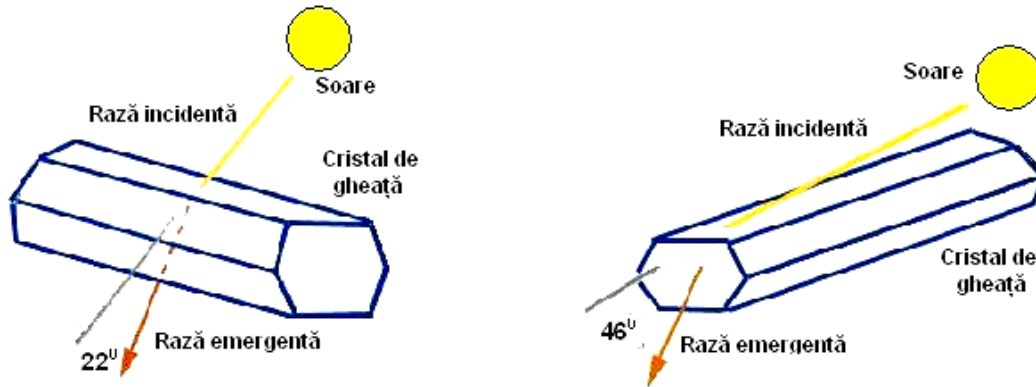


Figura 1.41 – refracția razelor de lumină în cristalele de gheață

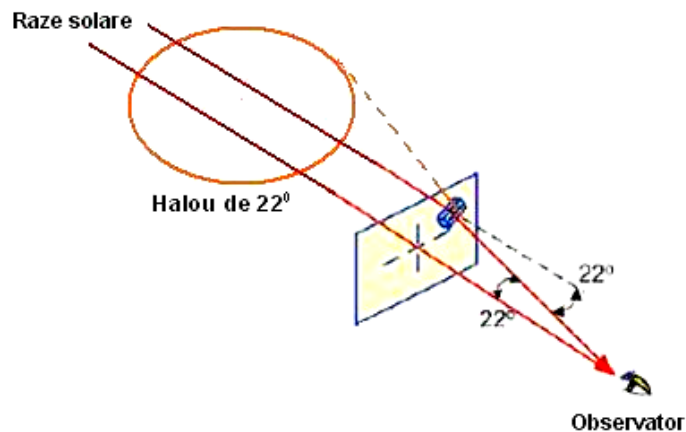


Figura 1.42 – formarea haloului de 22°

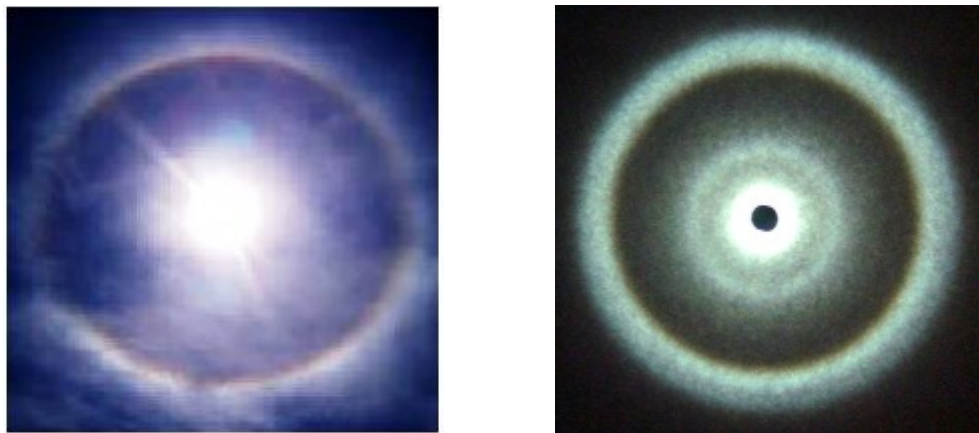


Figura 1.43 – halouri

ABSORBȚIA radiațiilor electromagnetice în atmosferă.

Absorbția este fenomenul prin care energia undelor electromagnetice scade la trecerea undelor printr-un mediu, numit mediu absorbant. Cauza absorbției o reprezintă interacțiunea dintre undele electromagnetice și sistemele de sarcini electrice aflate în structura (atomii și moleculele) mediului absorbant. Energia pierdută în mediul absorbant de către undele electromagnetice este transformată în alte forme de energie (de obicei în energie termică a particulelor mediului) și, în unele cazuri este re-emisă de acestea sub diverse forme.

Absorbția este un fenomen selectiv, în sensul că energia absorbită la trecerea printr-un mediu depinde de natura mediului absorbant și de lungimea de undă (frecvența) a undelor ce străbat mediul absorbant. Atomii și moleculele substanțelor au proprietatea de a emite anumite radiații electromagnetice caracteristice și specifice, care formează **spectrul** de emisie al atomilor și moleculelor. Această proprietate stă la baza analizei spectrale de emisie, prin care se identifică, după radiațiile emise, compoziția unei substanțe. De asemenea, atomii și moleculele au proprietatea de a absorbi aceleași radiații caracteristice pe care le pot emite (legea lui Kirchhoff), ceea ce stă la baza analizei spectrale de absorbție și explică caracterul selectiv al fenomenului de absorbție.

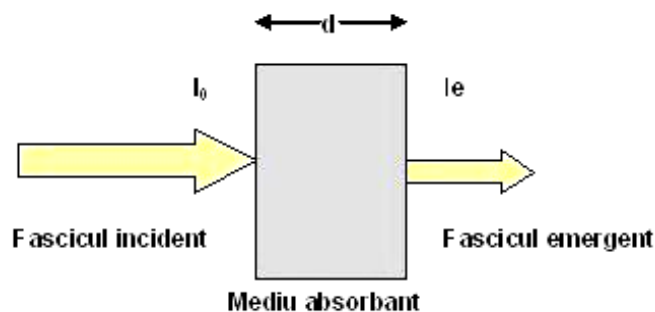


Figura 1.44

Din punct de vedere cantitativ, legea absorbției (Bouguer - Lambert), arată ca intensitatea unui fascicul de unde electromagnetice scade exponențial cu grosimea d a stratului absorbant (figura 1.39) și se exprimă prin relația:

$$I_e = I_o \cdot e^{-k_\lambda d} \quad (1.38)$$

unde I_o este intensitatea fasciculului incident pe mediul absorbant, I_e – intensitatea fasciculului emergent, k_λ se numește coeficient de absorbție al mediului și depinde de natura acestuia și de lungimea de undă λ a radiației electromagnetice.

Dacă mediul absorbant este o soluție, coeficientul de absorbție este proporțional cu concentrația c a soluției ($k_\lambda = \varepsilon_\lambda \cdot c$), unde ε_λ se numește coeficient de extincție (legea lui Beer), proprietate pe baza căreia se poate determina concentrația unei soluții.

Absorbția atmosferică este, în primul rând, cauzată de următoarele gaze:

- ozonul, care absoarbe radiații ultraviolete, protejând astfel organismele vii de efectele dăunătoare ale acestor radiații;
- dioxidul de carbon, care absoarbe radiații infraroșii din domeniul 13 – 17,5 micrometri;
- vaporii de apă, care absorb radiații infraroșii în domeniul 5,5 – 7 micrometri și peste 27 micrometri.

Și alte gaze din atmosferă absorb o serie de radiații caracteristice din spectrul radiațiilor electromagnetice; câteva exemple sunt prezentate în tabelul continuare: N_2 ($\lambda < 0,1 \mu m$); O_2 ($\lambda < 0,245 \mu m$); NO_2 ($\lambda < 0,6 \mu m$); radical NO_3 ($\lambda = 0,41 - 0,67 \mu m$); HNO_3 acid nitric ($\lambda < 0,33 \mu m$); $CFCl_3$ ($\lambda < 0,23 \mu m$).

Intervalele de lungimi de undă pentru care atmosfera nu prezintă absorbție (este transparentă) reprezintă „ferestre atmosferice”. Acestea sunt situate în domeniul vizibil – fereastra vizibilă, într-o parte a domeniului infraroșu – fereastra infraroșie și într-o parte a domeniului undelor radio – fereastra radio. Ferestrele atmosferice sunt reprezentate în figura 1.45

Absorbția radiațiilor infraroșii este importantă în producerea „efectului de seră”, fenomen ce va fi prezentat ulterior.

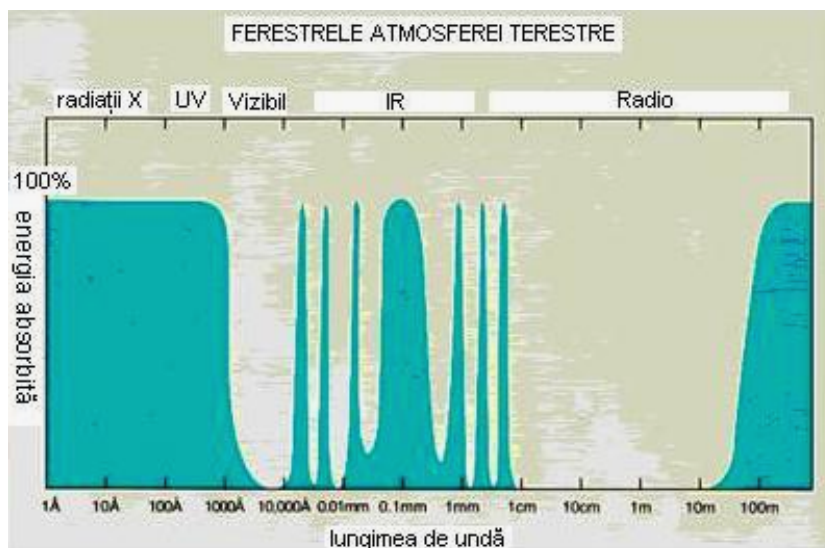


Figura 1.45

DIFUZIA (ÎMPRĂȘTIEREA) radiațiilor electromagnetice

Caracteristic tuturor radiațiilor electromagnetice, dar cu efecte vizibile pentru om în domeniul radiațiilor luminoase, difuzia este fenomenul prin care undele electromagnetice sunt deviate de la direcția inițială de propagare și împrăștiate sub anumite unghiuri (unghiuri de difuzie) față de această direcție. Datorită difuziei, razele de lumină, invizibile într-un mediu transparent (nedifuzant) pot fi observate din direcție laterală, atunci când mediile conțin impurități microscopice (ceată, particule de fum, praf, etc.) numite medii tulburi care sunt, în acest caz medii difuzante.

Mecanismul de producere al difuziei se bazează pe absorbția undelor electromagnetice de către centrii de împrăștiere aflați în mediul difuzant, urmată de reemisia undelor electromagnetice (unde secundare) cu aceeași lungime de undă sau lungimi de undă diferite, pe direcția inițială de propagare a undelor sau împrăștiate sub direcții diferite.

Dacă I_0 , respectiv I_e sunt intensitățile fasciculelor incident, respectiv emergent pe direcția fascicului incident, o parte din fasciculul incident de intensitate totală I_{dif} este împrăștiată sub diferite unghiuri de difuzie θ , ca în figura 1.46

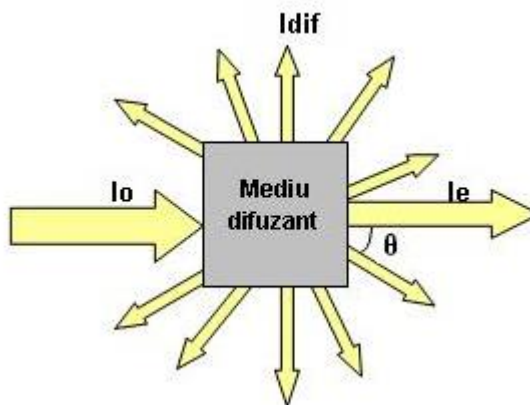


Figura 1.46

Dacă un mediu are și proprietăți absorbante și difuzante, descrise de coeficientul de absorbție k_λ și coeficientul de atenuare prin difuzie k , legea de atenuare exponențială a unui fascicul care străbate un astfel de mediu de grosime d se scrie:

$$I_e = I_0 \cdot e^{-(k_\lambda + k')d} \quad (1.39)$$

Difuzia se poate produce și în medii fără impurități, în care apar, datorită mișcării termice a moleculelor, fluctuații ale densității mediului, care au același efect ca impuritățile microscopice (difuzie moleculară).

În funcție de particulele conținute de mediul difuzant, există mai multe tipuri de difuziune:

Difuzia de tip **Rayleigh** – se produce în straturile mai înalte (9 -10 km). Centrii de difuzie sunt particule, molecule de gaz, fluctuații de densitate, cu dimensiuni mai mici decât lungimea de undă a radiațiilor electromagnetice de ordinul $\lambda/10$. Intensitatea radiațiilor împrăștiate sub diferite unghiuri se reprezintă prin săgeți de diferite lungimi, orientați pe direcția de împrăștiere. Unghiul de împrăștiere depinde destul de puternic de lungimea de undă a radiațiilor și scade cu puterea a patra a lungimii de undă. În cazul luminii albe, compusă din radiații cuprinse în intervalul (400 nm ~ λ_{violet} ÷ 700 nm ~ $\lambda_{\text{roșu}}$), unde 1 nm = 10^{-9} m, radiațiile albastre, cu lungimi de undă mai mici, sunt deviate mai mult față de direcția inițială de propagare (deviate lateral) decât radiațiile roșii, cu lungimi de undă mai mari (figura 1.47). Din acest motiv, radiațiile albastre sunt difuzate ziua la unghiuri mari față de direcția razei de lumină albă (ceea ce explică culoarea albastră a cerului), iar la răsăritul sau apusul soarelui, când razele de lumină se propagă razant cu suprafața Pământului, radiațiile albastre sunt împrăștiate lateral, iar la un observator ajung mai ales radiațiile roșii, care sunt mai puțin deviate, (ceea ce explică culoarea roșie a cerului la răsăritul și la apusul Soarelui).

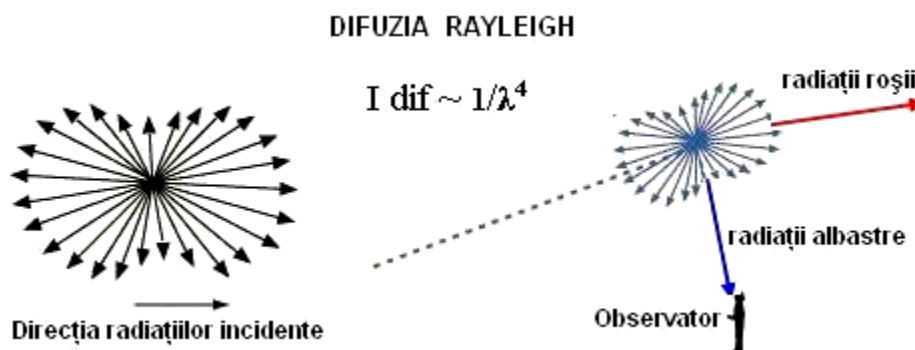


Figura 1.47

Difuzia **Mie** se produce în straturile mai joase ale atmosferei (0 – 5 km), pe impurități cu dimensiuni aproximativ egale cu lungimea de undă a luminii; unghiurile de împrăștiere depind mai slab de lungimea de undă a radiațiilor decât în cazul difuziei Rayleigh.

Difuzia **neselectivă** se produce pe particule mai mari decât lungimea de undă a radiațiilor, în straturile joase ale atmosferei și unghiurile de împrăștiere nu depind de lungimea de undă (lumina albă difuzată rămâne albă). Acest tip de difuzie permite observarea razelor de lumină la trecerea prin nori sau prin ceață și explică culoarea albă a ceții. Intensitatea radiațiilor difuzate sub diferite unghiuri pentru aceste tipuri de difuzie este reprezentată în figura 1.48

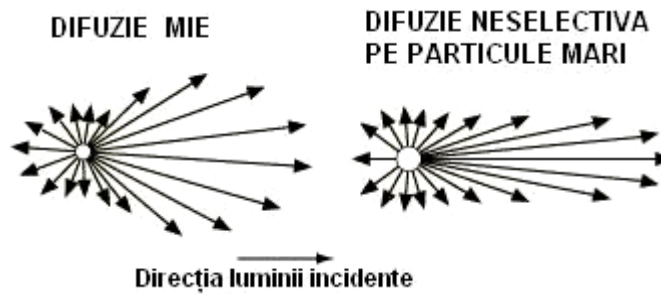


Figura 1.48

Fenomenul de difuzie mai explică lumina bolții cerești, care permite vederea pe timp de noapte, scade claritatea și contrastul imaginilor fotografice.

În figura 1.49 este prezentată o fotografie care evidențiază culoarea albastră a cerului (explicată prin difuzie Rayleigh) și luminozitatea norilor (explicată prin difuzie neselectivă pe picăturile de apă de dimensiuni mari aflate în interiorul norului), în figura 1.50 o fotografie care evidențiază culoarea roșie a cerului după apusul Soarelui (explicată prin difuzie Rayleigh la incidență razantă, în atmosferă cu conținut mare de praf), iar în figura 1.51 observarea razelor solare prin difuzie neselectivă la trecerea acestora printr-un nor, în atmosferă care conține particule de praf.



Figura 1.49



Figura 1.50



Figura 1.51

2.3.3 BILANȚUL RADIATIV AL ATMOSFEREI. EFECTUL DE SERĂ

Radiația electromagnetică provenită de la Soare, (a cărei putere este 342 w/m^2), interacționează cu atmosfera prin fenomenele prezentate anterior (figura 1.52).

Astfel, aproximativ 26% din această radiație este reflectată și difuzată înapoi în spațiu de către norii și gazele din atmosferă, 19% este absorbită de atmosferă, transformându-se în energie termică (Norii reflectă și difuzează 20% și absorb 3%, iar gazele și particulele reflectă și difuzează 6% și absorb 3% din radiația incidentă); 4% din radiația incidentă solară este reflectată și 51% absorbită de suprafața pământului.

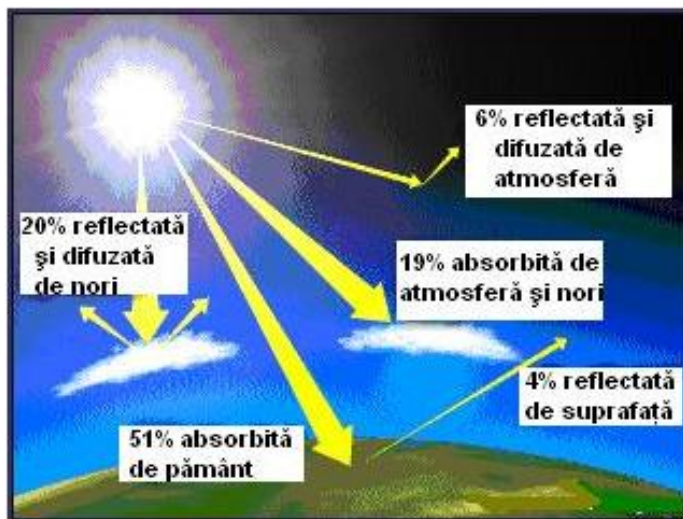


Figura 1.52

Efectul de seră este procesul datorită căruia temperatura în apropierea Pământului se menține într-un interval de valori favorabil existenței organismelor vii, între temperaturile de îngheț și de fierbere a apei (temperatura medie 15°C). Acest efect se explică prin proprietatea unor gaze din atmosferă de a absorbi o parte din radiațiile calorice emise de Pământ și de a le re-emite spre suprafața Pământului; în absența acestui efect, Pământul care se încălzește de ziua de la radiațiile solare s-ar răci foarte mult noaptea, în absența acestora. Atmosfera este transparentă pentru o parte din radiațiile calorice solare și opacă pentru radiațiile calorice emise de suprafața Pământului (fiind mult mai rece decât Soarele, Pământul emite radiații calorice cu lungimi de undă mai mari decât cele incidente, radiații pentru care atmosfera este opacă). Se formează astfel o pătură protectoare a suprafeței Pământului, având un efect similar cu pereții de sticlă ai unei sere mențin căldura în spațiul interior.

În efectul de seră sunt importante gradul de acoperire cu nori al suprafeței, ca și natura suprafeței solului, vegetația, solul descoperit de diferite culori și umidități, suprafața oceanelor, suprafețele acoperite cu zăpadă și gheață au albedouri diferite, reflectând diferit radiațiile solare, ceea ce conduce la încălzirea diferită a solului.

Principalele gaze cu efect de seră sunt: **vaporii de apă** (care produc 36 – 70% din efectul de seră), **dioxidul de carbon** (care produce 9 – 26% din efectul de seră), **metanul** (care produce 4 – 9% din efectul de seră), **ozonul** (care produce 3 – 7% din efectul de seră). Nu se poate preciza exact procentul de producere a efectului de către un gaz, acestea având și efecte cumulative – valorile minime din intervalele prezentate corespund gazelor izolate. Alte gaze cu efect de seră recunoscut sunt: oxidul de azot, hexafluorura de sulf, compușii fluorocarbonați.

Pentru estimarea contribuției la efectul de seră al unui gaz se folosesc doi parametri:

- timpul mediu de viață în atmosferă al gazului respectiv (TMV);
- potențialul global de încălzire (PGI), care depinde atât de timpul mediu de viață, cât și de eficiența gazului considerat în producerea efectului de seră.

Gaz	Dioxid de carbon -CO ₂	Metan – CH ₄	Oxid de azot - NO	CFC 12	Tetrafluoro metan	Hexafluorură de sulf
TMV	200-400 ani	15 ani	120 ani	100 ani	50000 ani	3200 ani
PGI	1	62/200 ani	296/100 ani	10600/100 ani	1700/100 ani	22000/100 ani

Ca urmare a unor activități antropice, se produce în prezent o creștere a emisiilor de gaze cu efect de seră; aceasta ar putea contribui la efectul climatic evidențiat în prezent de **încălzire globală**.

Datorită fenomenelor prezentate anterior și a unor procese termice care vor fi descrise în continuare, temperaturile la suprafața Pământului se reprezintă prin **izoterme** (curbe care unesc punctele de egală temperatură), calculate pe diferite intervale de timp și prezentate în figurile 1.53, 1.54 și 1.55. Distribuția temperaturilor se mai reprezintă și printr-un cod de culori atribuit zonelor cu diferite temperaturi, ca în figura 1.56.

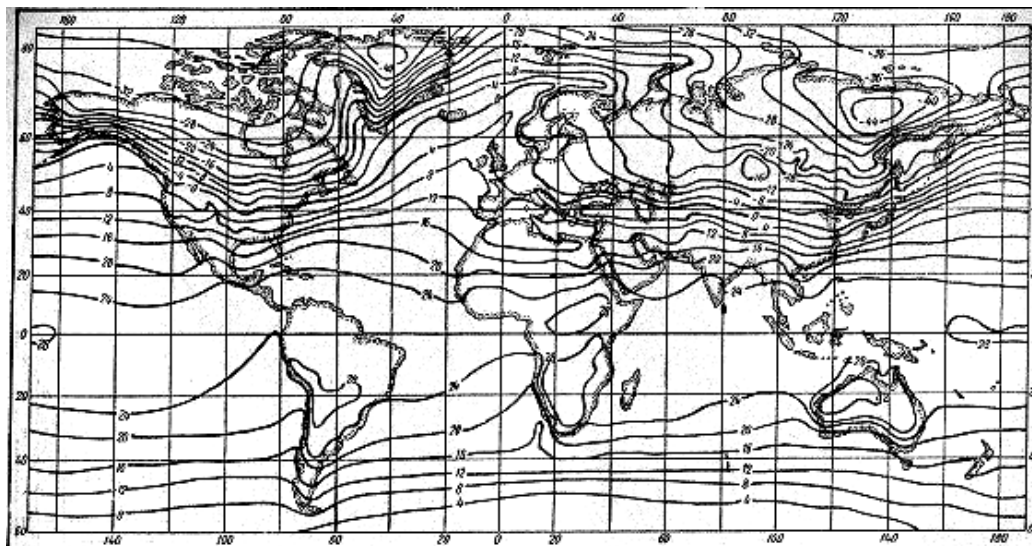


Figura 1.53 – izotermele lunii ianuarie

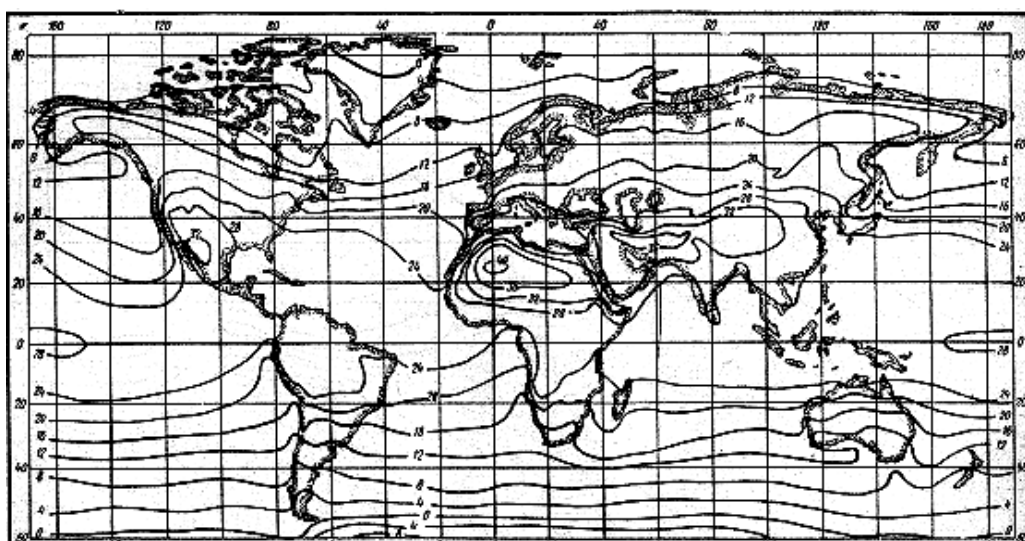


Figura 1.54 – izotermele lunii iulie

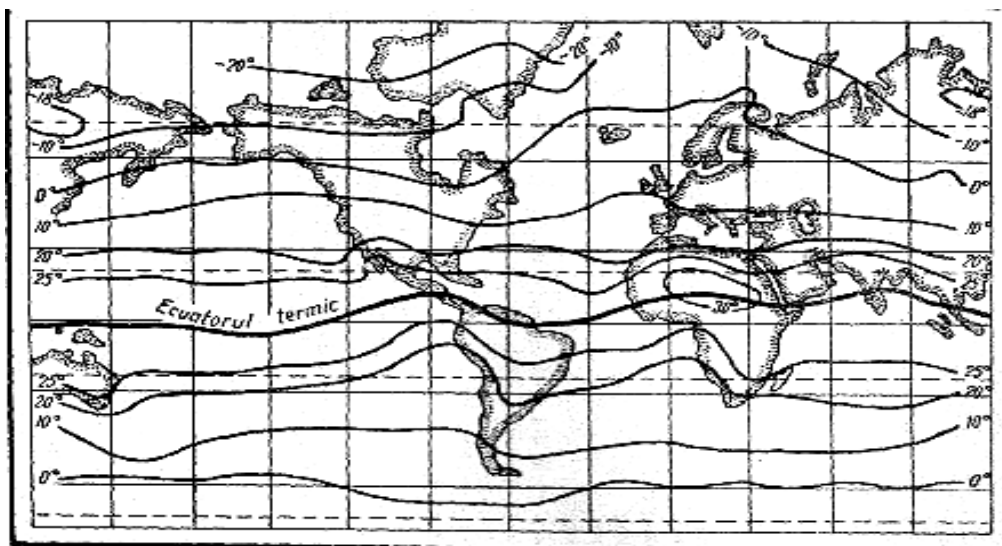


Figura 1.55 – izoterme anuale

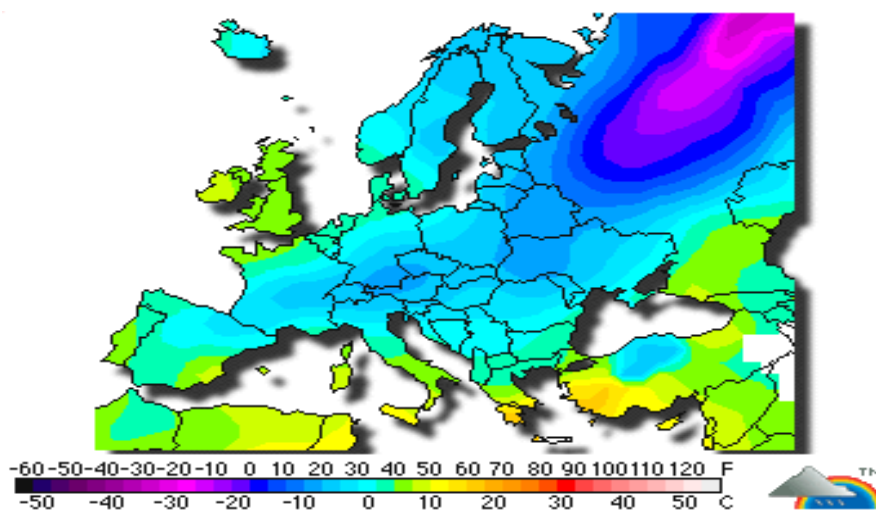


Figura 1.56 – izotermele zilei de 26 ianuarie 2007 în Europa

DISPERSIA LUMINII ÎN ATMOSFERĂ

Dispersia luminii, cunoscută ca fenomenul de descompunere a luminii albe la străbaterea unui mediu numit mediu dispersiv, constă de fapt în dependența vitezei de propagare a undelor luminoase printr-un mediu de lungimea de undă (sau de frecvența) undelor: $v = v(\lambda)$, sau $v = v(\nu)$. Cum indicele de refracție al unui mediu se definește prin $n = c/v$ (c – viteza de propagare a undelor electromagnetice în vid), rezultă că și indicele de refracție depinde de lungimea de undă (sau de frecvența) undelor: $n = n(\lambda)$ sau $n = n(\nu)$. Conform legii refracției la trecerea luminii din aer ($n = 1$) într-un mediu dispersiv de indice de refracție $n = n(\lambda)$, $\sin i / \sin r = n$, rezultă că, pentru unghiul de incidență i constant, $\sin r$ depinde de lungimea de undă și unghiul de refracție va depinde de lungimea de undă (sau frecvență) $r = r(\lambda)$, sau $r = r(\nu)$.

Cum lumina albă este formată dintr-un interval de radiații cu diferite lungimi de undă (λ violet, λ roșu), numite radiații monocromatice, rezultă ca, la refracția pe un mediu dispersiv,

fiecare radiație monocromatică se va propaga după alt unghi, adică lumina albă se descompune în radiațiile monocromatice componente. Acest fenomen se evidențiază la dubla refracție care are loc la trecerea unei raze de lumină albă printr-o prismă optică. Mediile al căror indice de refracție scade la creșterea lungimii de undă prezintă o dispersie numită normală; La refracția prin aceste medii radiațiile violete sunt deviate mai mult decât radiațiile roșii (figura 1.57), iar mediile al căror indice de refracție crește la creșterea lungimii de undă prezintă dispersie anomală și deviază radiațiile monocromatice invers decât mediile cu dispersie normală.

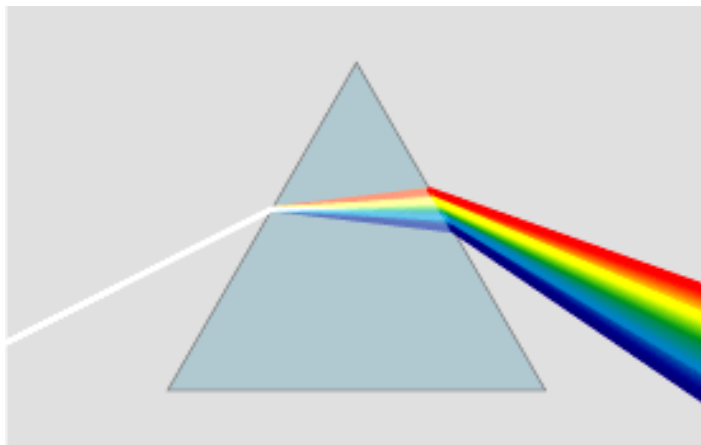


Figura 1.57

În atmosferă, fenomenul de dispersie se produce la refracția luminii prin picăturile de apă din atmosferă (în special după ploaie); rezultatul dispersiei se observă sub formă de **curcubeu**. Există, după refracțiile care se produc în picăturile de apă, două tipuri de curcubeu: curcubeu primar (cel mai frecvent) și curcubeu secundar. Mersul razelor care produc curcubeul este reprezentat în figura 1.58, iar figura 1.59 conține o fotografie cu cele două curcubeu.

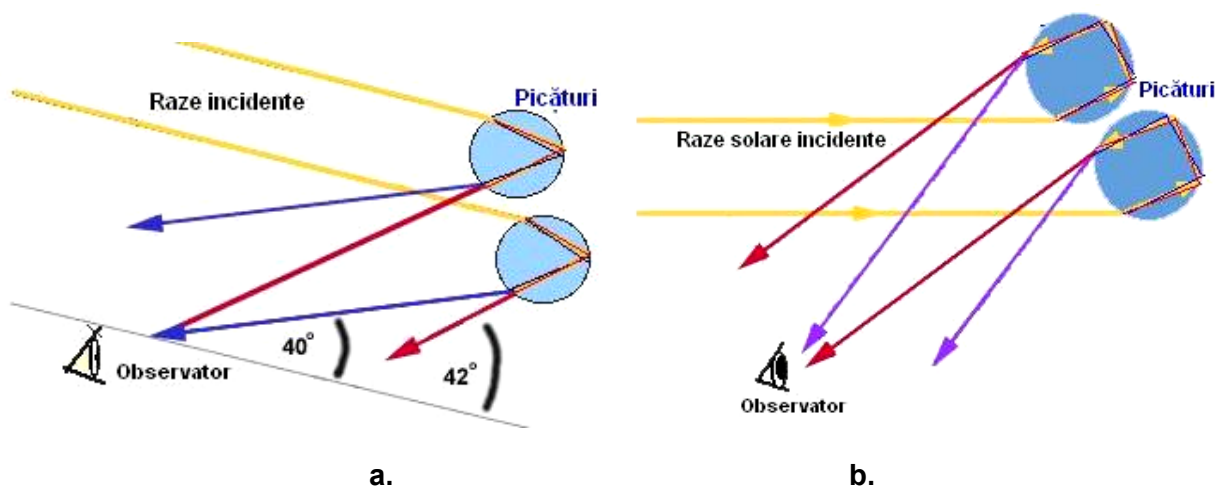


Figura 1.58 – formarea curcubeului primar (a) și a curcubeului secundar (b)



Figura 1.59 – fotografie curcubeu primar și secundar

2.4. INTERACȚIUNI ȘI FENOMENE TERMICE ÎN ATMOSFERĂ

2.4.1 PROCESE TERMODINAMICE ÎN ATMOSFERĂ

Termodinamica este partea fizicii care studiază interacțiunile termice (care au la bază mișcarea termică – mișcarea dezordonată, continuă și dependentă de temperatură) ale sistemelor fizice și legătura acestora cu alte tipuri de interacțiuni.

Sistemul termodinamic este o noțiune foarte generală, „o parte a lumii materiale, delimitată într-un mod bine precizat de mediul exterior, formată dintr-un număr foarte mare, dar finit de particule constituente”. Factorii de mediu – aerul, apa, solul, pot fi analizați ca fiind sisteme termodinamice.

Primul principiu al termodinamicii descrie schimbul de energie de diferite tipuri între sistemele termodinamice și mediul exterior și exprimă conservarea energiei sistemelor în interacțiunile termice și de altă natură. Cantitativ, primul principiu arată că **variația energiei interne** a unui sistem (ΔU) se poate produce prin schimb de **lucru mecanic** (L), de **căldură** (Q) și de **masă** cu mediul exterior. Pentru sistemele de masă constantă (închise) are loc numai schimb de lucru mecanic și căldură cu mediul exterior, iar pentru sistemele izolate, nu are loc nici schimb de energie (de lucru mecanic și de căldură) cu exteriorul, iar energia internă a acestor sisteme nu se modifică (se conservă). Convențional, lucrul mecanic se consideră pozitiv când este efectuat de sistem și negativ când este efectuat de mediul exterior asupra sistemului, iar căldura schimbată se consideră pozitivă atunci când este primită și negativă atunci când este cedată de către sistem.

Cantitativ, primul principiu se exprimă prin relația:

$$\Delta U = Q - L \quad (1.40)$$

Pentru sistemele gazoase energia internă depinde de cantitatea de gaz și de temperatură conform relației (1.6).

Pentru aceste sisteme (și în general pentru fluide), schimbul de lucru mecanic este legat de variația volumului; dacă un gaz aflat la presiune constantă p prezintă o variație de volum ΔV , lucrul mecanic schimbat se exprimă prin relația $L = p \cdot \Delta V$, iar dacă presiunea nu este constantă,

la o variație de volum de la V_1 până la V_2 , lucrul mecanic are expresia $L = \int_{V_1}^{V_2} p \cdot dV$.

Efectuarea de lucru mecanic de către masele de gaz poate fi, ca în cazul deplasărilor maselor de gaz (vânturi), sursă de producere a altor tipuri de energie, în special energie mecanică; este cazul vaselor cu pânze, sau a generatoarelor eoliene, a căror energie de mișcare indusă de vânt este transformată în energie electrică.

O turbină eoliană (generator eolian) este compusă din trei părți:

- turn,
- rotor,
- nacelă (incinta generatorului electric și a dispozitivelor auxiliare) – figura 1.60



Figura 1.60

Considerând turbina ca un disc virtual de rază r (figura 1.61), puterea maximă disponibilă de vântul format din aer cu densitatea ρ , în mișcare cu viteza v , este dată, ținând cont de faptul că puterea mecanică se exprimă prin produsul dintre forță și viteză și de expresia forței de rezistență la mișcarea în fluide (1.31) de relația:

$$P = \frac{1}{2} \pi \cdot r^2 \rho \cdot v^3 = \frac{1}{2} S \cdot \rho \cdot v^3 \quad (1.41)$$

Această valoare nu poate fi disponibilă în întregime; ținând cont de faptul că la trecerea prin turbină secțiunea curențului de aer se modifică de la S_1 la S_2 (figura 1.62) și, conform ecuației de continuitate $S_1 v_1 = S_2 v_2$, curențului de aer păstrând o viteză v_2 după trecerea prin turbină, valoarea maximă ce poate fi extrasă de la curențului de aer este:

$$P = \frac{1}{2} S \cdot C_p \rho \cdot v^3 \quad (1.42)$$

unde $C_p = 4 \cdot \varepsilon \cdot (1 - \varepsilon)^2$ se numește coeficient de performanță, mărimea ε fiind dată de relația $\varepsilon = \frac{v_1 - v_2}{v_1}$. Coeficientul de performanță are valoarea maximă teoretică 0,6; turbinele eoliene actuale ating valoarea 0,4 pentru acest coeficient.

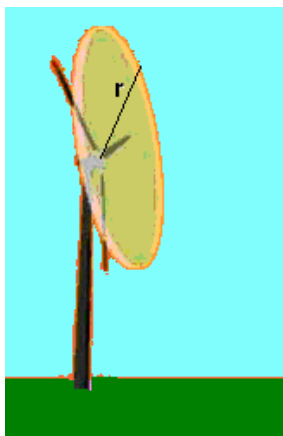


Figura 1.61

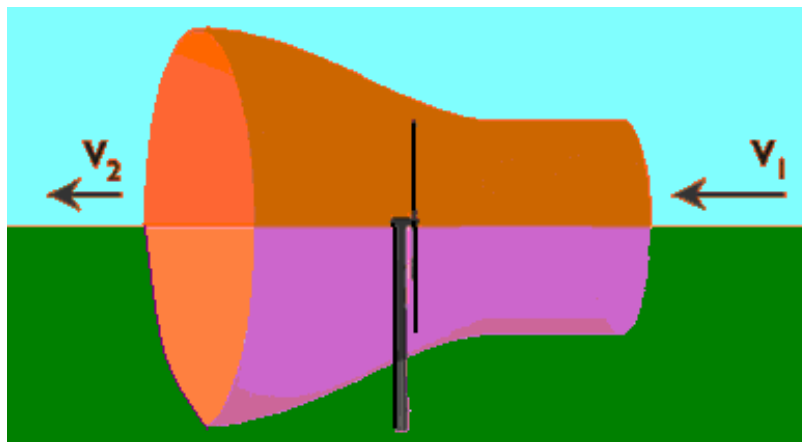


Figura 1.62

Cum turbina eoliană reprezintă un obstacol în calea curentului de aer, sunt necesare condiții de distanță între turbine în amplasarea acestora: 7 – 10 diametre ale rotoarelor pe direcția predominantă a vântului și 3 – 5 diametre ale rotorului perpendicular pe direcția predominantă.

Funcționarea eficientă a centralelor eoliene, formate din turbinele descrise, impune o serie de condiții cum sunt: amplasare în regiuni în care vânturile sunt frecvente și au viteze mari, fără mari fluctuații, sisteme de stocare a surplusului de energie și de rezervă pentru intervalele când vântul nu produce suficientă energie, o infrastructură de transport și distribuție a energiei electrice produse; centralele eoliene ocupă suprafețe relativ mari, dar au avantaje de genul: reprezintă o sursă de energie recuperabilă, nu generează zgomote, nu generează poluanți și deșeuri. Amplasarea pe malul mării diminuează impactul produs și mărește eficiența datorită caracteristicilor vânturilor și costurilor mai reduse.



Figura 1.63 – centrală eoliană amplasată pe litoral

Căldura schimbată de sistemele termodinamice este o formă de schimb de energie la nivel de mișcare moleculară, fără variații semnificative ale volumului.

În procesele care au loc cu variația temperaturii (încălzire, răcire), căldura schimbată de un număr ν de moli, respectiv de o masă m de substanță, la o variație a ΔT a temperaturii, căldura schimbată se exprimă prin relațiile:

$$Q = v \cdot C \cdot \Delta T = m \cdot c \cdot \Delta T \quad (1.38)$$

unde C (căldură molară) și c (căldură specifică) sunt mărimi care depind de natura substanței, numite coeficienți calorici.

Expresiile anterioare explică încălzirea diferită a apelor și uscatului pe suprafața Pământului; când aceeași cantitate de sol sau de apă primește aceeași căldură (la încălzire), respectiv cedează aceeași cantitate de căldură (la răcire), deoarece $c_{\text{apă}} (4200 \text{ J/kgK}) > c_{\text{uscat}}$ (de la 800 până la 1500 J/kgK, în funcție de natura și umiditatea solului), rezultă $\Delta T_{\text{apă}} < \Delta T_{\text{uscat}}$ (apa se încălzește și se răcește mai puțin decât uscatul). Acest mecanism explică în mare măsură încălzirea diferită a suprafețelor de apă și de uscat și distribuția temperaturii la suprafața solului, respectiv în atmosferă în apropierea solului.

Există procese în care sistemele schimbă căldură la temperatură constantă (căldură latentă), cum sunt procesele numite transformări (sau tranziții) de fază, procese prin care o substanță trece între fazele (stările) solidă, lichidă sau gazoasă. Căldura latentă schimbată la temperatură constantă de o masă m de substanță se exprimă prin relația:

$$Q = m \cdot \lambda \quad (1.39)$$

unde mărimea λ depinde de natura substanței și este caracteristică fiecărei substanțe, numită căldură latentă specifică.

Principalele căi de transmitere a căldurii în mediile fluide sunt:

- conducția (conductivitatea termică), bazată pe mișcarea termică a moleculelor și descrisă în paragraful 2.1.3

- convecția, bazată pe urcarea pe verticală a maselor mai calde (și mai ușoare), respectiv coborârea maselor mai reci și mai dense, proces descris în paragraful 2.2.2. Echilibrul termic în atmosferă este produs în mare măsură prin mișcările maselor de aer, ca și prin

precipitațiile pe care acestea le generează. În procesul de convecție, fluxul de căldură ($\dot{Q} = \frac{Q}{t}$ - căldura schimbată în unitatea de timp printr-o suprafață comună S de două fluide în mișcare, de temperaturi T_1 și T_2), este dată de relația:

$$\dot{Q} = \alpha \cdot S \cdot (T_1 - T_2) \quad [\text{W}] \quad (1.40)$$

unde α se numește coeficient de convecție, și depinde de natura fluidelor, de viteza lor de curgere și de forma suprafeței prin care are loc transferul căldurii.

De fapt, mecanismul convecției se bazează pe amestecarea volumelor de aer în mișcare (curenții de aer) cu aerul înconjurător, urmată de modificarea temperaturii prin schimbul de căldură.

- radiația, mecanism prin care, orice corp încălzit emite radiații electromagnetice (inclusiv calorice), care depind de temperatura și natura corpului încălzit; radiațiile electromagnetice se pot transmite și în absența unui mediu de propagare (în vid), sub formă de unde electromagnetice. Energia emisă într-o secundă de unitatea de suprafață a unui corp aflat la temperatura absolută T într-un mediu de temperatură T_m , depinde de natura corpului și de temperaturi conform relației (Stefan - Boltzmann):

$$\frac{W}{S \cdot t} = \text{const} \cdot (T^4 - T_m^4) \quad (1.41)$$

Reluând problema bugetului de energie al atmosferei, în afara energiei primite de la Soare, trebuie considerat și schimbul energetic cu suprafața Pământului. Situația globală, fără a considera situații locale în diferite zone ale Pământului, este prezentată în figura 1.64.

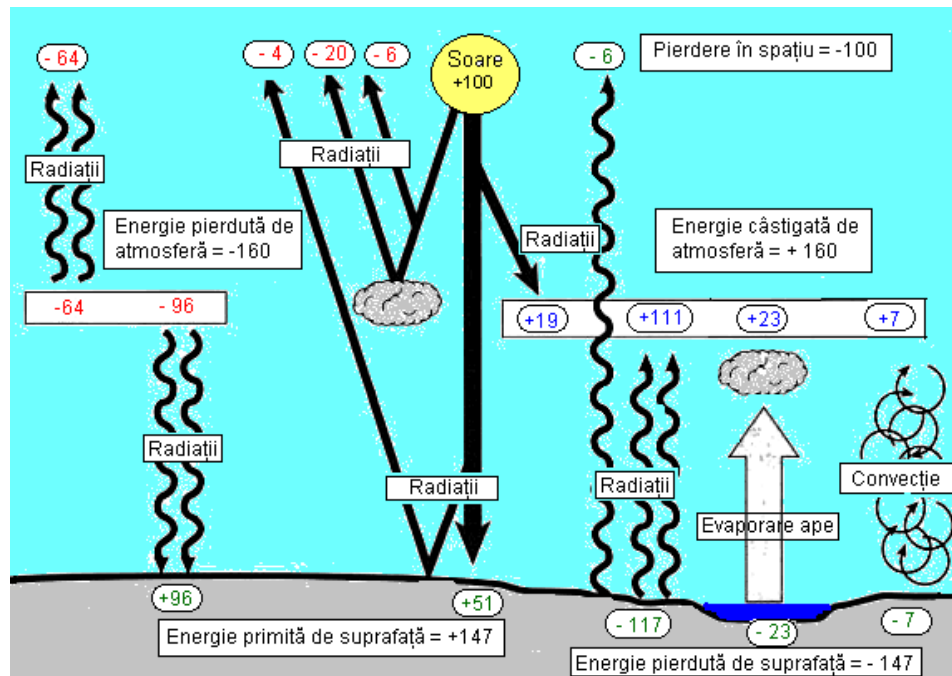


Figura 1.64

Considerând energia primită de Pământ de la Soare ca reprezentând 100 de unități, se observă că luând în considerare și energia primită de la suprafața terestră în diferite forme, atmosfera primește în total 160 unități de energie, majoritatea de la pământ. Se mai constată un echilibru energetic atât între atmosferă și mediul exterior al atmosferei, cât și între Pământ și spațiul exterior, ceea ce explică păstrarea temperaturii constante pe intervale foarte mari de timp; dacă aceste echilibre s-ar perturba, ar avea loc fie o încălzire, fie o răcire a planetei de-a lungul timpului.

Căldura anuală schimbată de Pământ depinde de latitudine, scăzând de la ecuator spre poli (figura 1.65).

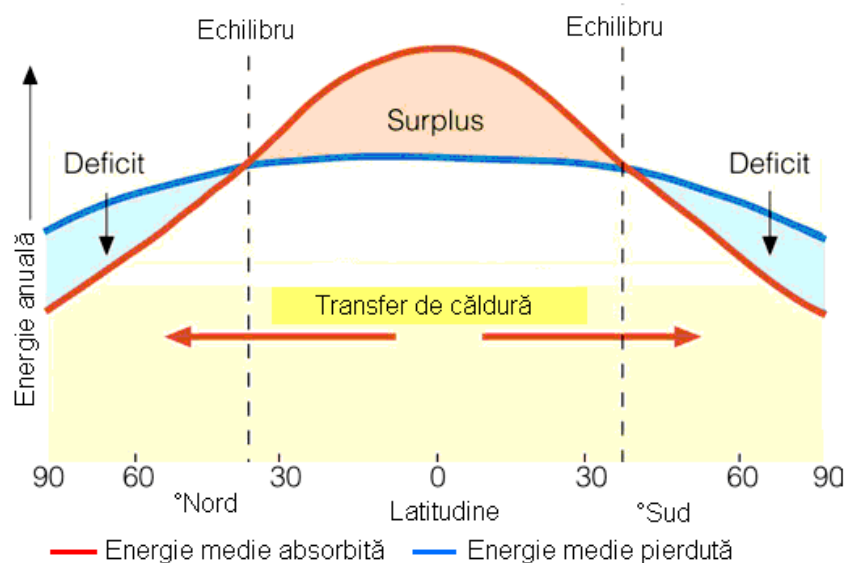


Figura 1.65

Bugetul energetic din figura 1.65 justifică distribuția medie anuală a temperaturii pe suprafața Pământului reprezentată în figura 1.66.

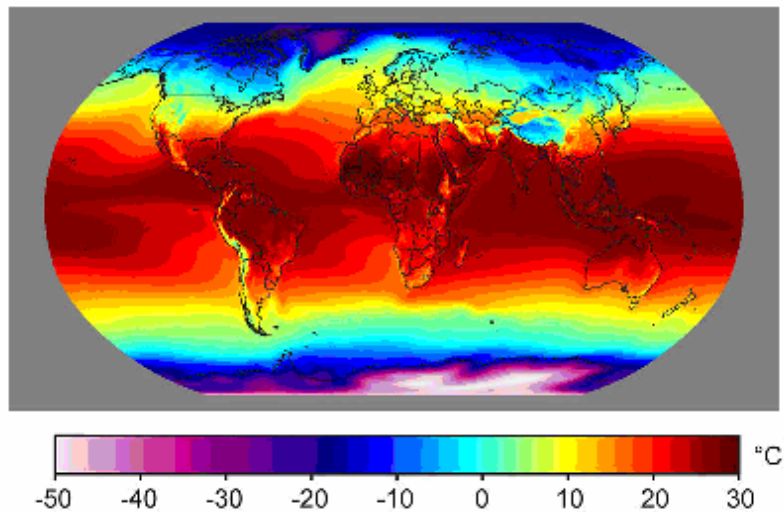


Figura 1.66

Pe de altă parte, energia schimbată are și o variație anuală, reprezentată în figura 1.67.

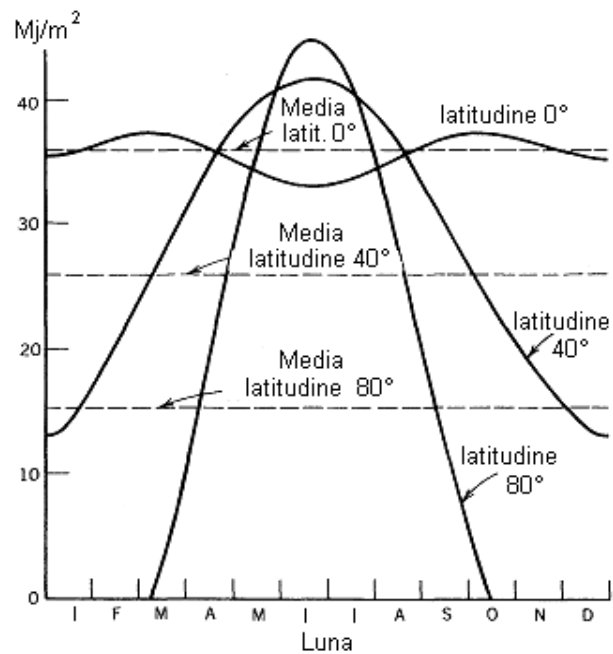


Figura 1.67

2.4.2 TRANSFORMĂRI DE FAZĂ ALE APEI ATMOSFERICE

Transformări de fază

Faza este o porțiune omogenă (cu aceleași proprietăți în întregul volum) a unui sistem termodinamic, delimitată de o suprafață definită. De exemplu: fazele solidă, lichidă și gazoasă

ale unei substanțe. În condiții date de presiune și temperatură, echilibrul fazelor impune egalitatea potențialelor chimice.

Dacă un sistem conține două faze în echilibru mecanic (presiuni egale) și termic (temperaturi egale), este necesară condiția de echilibru chimic $g_1(p,T) = g_2(p,T)$, condiție care se poate scrie și sub forma $p(T) = 0$, o curbă în planul (p,T) , numită curbă de echilibru, pe care se află punctele (stările) de echilibru al celor două faze. Stările aflate în afara curbei de echilibru reprezintă o singură fază omogenă.

Cum echilibrele între fazele solidă, lichidă, gazoasă au loc la presiuni și temperaturi constante, este utilă folosirea potențialului chimic definit prin $g(p,T) = \left(\frac{\partial G}{\partial m} \right)_{p,T}$, care are, în

acest caz semnificația de entalpie liberă a unității de masă a sistemului.

Funcția caracteristică proceselor izobar – izoterme este entalpia liberă (potențialul Gibbs), definită prin $G(p,T) = U - T \cdot S + p \cdot V$, a cărei variație elementară se scrie: $dG = -S \cdot dT + V \cdot dp$, derivatele de ordinul întâi fiind date de relațiile: $S = -\left(\frac{\partial G}{\partial T} \right)_p$, $V = \left(\frac{\partial G}{\partial p} \right)_T$,

Pentru potențialul chimic (entalpia unității de masă), vom folosi relațiile:

$$g(p,T) = u - T \cdot s + p \cdot v \quad (1.42)$$

$$dg(p,T) = -s \cdot dT + v \cdot dp \quad (1.43)$$

unde u , s și v sunt energia internă, entropia și volumul unității de masă a sistemului.

Fie o stare (un punct) de pe curba de echilibru a două faze; echilibrul chimic se exprimă prin relația $g_1(p,T) = g_2(p,T)$. Pentru un alt punct, infinit apropiat de primul, condiția de echilibru se poate scrie: $g_1(p,T) + dg_1(p,T) = g_2(p,T) + dg_2(p,T)$, deci $dg_1(p,T) = dg_2(p,T)$, sau folosind relația (1.43), $-s_1 \cdot dT + v_1 \cdot dp = -s_2 \cdot dT + v_2 \cdot dp$, de unde:

$$\frac{dp}{dT} = \frac{s_2 - s_1}{v_2 - v_1} = \frac{\lambda_{12}}{T \cdot (v_2 - v_1)} \quad (1.44)$$

unde s-a folosit relația $s_2 - s_1 = ds = \frac{\delta q}{T} = \frac{\lambda_{12}}{T}$, λ_{12} fiind căldura latentă specifică (a unității de masă) schimbată la trecerea între cele două faze (unde s-a folosit relația de definiție a entropiei unui sistem $dS = \frac{\delta Q}{T}$ pentru procese reversibile, δQ fiind căldura schimbată de

sistem). Relația (5.9) se numește ecuația Clausius - Clapeyron și exprimă panta $\left(\frac{dp}{dT} \right)$ a curbei de echilibru între cele două faze.

Modificarea parametrilor unui sistem poate duce la schimbarea fazei (transformare de fază). Astfel de transformări de fază sunt: topirea, vaporizarea, sublimarea și procesele inverse ale acestora, trecerea dintr-o formă cristalină în alta, din starea de conductor în cea de supraconductor, din starea de fluid în cea de suprafluid, din starea de feromagnetic în cea de paramagnetic, etc.

Din această enumerare, se constată că faza inițială și cea finală într-o transformare pot aparține aceleiași stări de agregare. Numeroase corpuri pot exista, de exemplu, sub diferite forme de cristalizare (*polimorfism* – la substanțe compuse, *alotropie* – la substanțe simple).

Aceste transformări sunt caracterizate de faptul că trecerea de la o fază la alta este însoțită de o discontinuitate a entropiei și, deci, aceste transformări sunt caracterizate de o *căldură latentă de transformare*, precum și de variații ale volumului. Astfel de transformări în

care derivatele de ordinul I ale potențialului termodinamic adică volumul $V = \left(\frac{\partial G}{\partial p} \right)_v$ și entropia

$S = - \left(\frac{\partial G}{\partial T} \right)_p$ sunt discontinue se numesc *transformări de fază de speța întâi*.

a. Transformarea între fazele lichidă și gazoasă (vaporizarea și condensarea).

Conform modelului de lichid cu ordine locală, unele din moleculele lichidului pot părăsi volumul acestuia în mișcarea lor dezordonată. Să presupunem că deasupra lichidului este vid, lichidul aflându-se într-un spațiu închis. Ieșirii moleculelor se opun forțele de adeziune, stratul superficial constituind o barieră de potențial. Deci, vor putea ieși din lichid numai acele molecule a căror energie le permite depășirea acestei bariere și care, conform distribuției Maxwell, sunt în număr mic. În același timp, unele molecule ieșite din lichid, ca urmare a ciocnirilor între ele și cu pereții incintei, se vor întoarce în lichid. Moleculele care ies din lichid formează fluxul Φ_i și cele care intră în lichid, fluxul Φ_v . Se pot întâlni trei cazuri:

- $\Phi_i > \Phi_v$ – în acest caz se desfășoară fenomenul de evaporare, pe parcursul acestuia deasupra lichidului existând vapori nesaturanți (deci la presiune mai mică decât presiunea vaporilor saturanți)
- $\Phi_i < \Phi_v$ – în acest caz are loc lichefierea (condensarea vaporilor în stare lichidă)
- $\Phi_i = \Phi_v$ – în acest caz există o stare de echilibru dinamic, vaporii fiind saturanți ($p = p_v$), corespunzător stării bifazice de echilibru.

Presiunea vaporilor saturanți, p_v , este funcție de temperatură: $p_v = p(T)$. Acest lucru rezultă din faptul că, dacă T crește, $\Phi_i > \Phi_v$ întrucât vaporii devin nesaturanți. Ca urmare, prin ieșirea unui număr mai mare de molecule din lichid, presiunea vaporilor va crește până la atingerea noului echilibru. Cum procesul de evaporare este reversibil, căldura latentă specifică de vaporizare, λ_v , este egală cu cea de lichefiere, λ_l .

Ecuatia Clausius – Clapeyron pentru acest proces se scrie: $\frac{dp}{dT} = \frac{\lambda_v}{T(v_v - v_l)}$, unde v_v

este volumul vaporilor și v_l volumul lichidului. Dar $v_v \gg v_l$, deci $v_v - v_l \approx v_v$. Pe de altă parte, $p v_v$

$$= \frac{1}{\mu} RT, \text{ de unde } \frac{dp_v}{dT} = \frac{\lambda_v}{T v_v} = \frac{\mu \lambda_v p_v}{RT^2}; \quad \frac{dp_v}{dT} = \frac{\mu \lambda_v}{RT^2} dT; \quad \ln p_v = -\frac{\mu \lambda_v}{RT} + \ln C$$

Rezultă:

$$p_s(T) = C \cdot e^{\frac{-\mu \lambda_v}{RT}} \quad (1.45)$$

deci presiunea vaporilor saturanți crește exponențial cu temperatura până la temperatura critică T_{cr} (figura 1.68).

De exemplu, în starea A substanța este în fază lichidă, în starea B este în fază gazoasă (vapori nesaturanți), iar starea C este o stare de echilibru vapori saturanți – lichid.

Dacă evaporarea are loc în spațiu deschis, deasupra lichidului aflându-se aer, procesul de evaporare este mai lent, fiind împiedicat de moleculele de aer și va înceta tot când $p = p_s$ deoarece p_s nu depinde de presiunea gazului de deasupra lichidului.

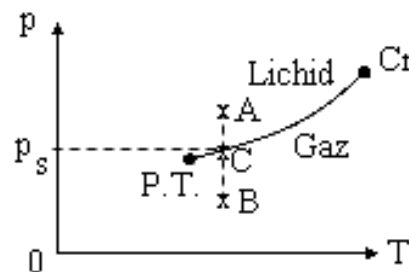


Fig. 1.68

Există două cazuri:

- $p_s < p_{ext}$ – când are loc un fenomen de evaporare lentă, continuă;
- $p_s \geq p_{ext}$ – evaporarea are loc în toată masa lichidului și se numește *fierbere*.

Fenomenul de fierbere necesită existența unor germeni (impurități microscopice în jurul cărora se formează bule de aer, în care să apară vaporii de lichid până la presiunea p_s). Pentru o bulă

de rază r , aflată la adâncimea h în lichid, condiția de echilibru este: $p_s - \frac{2\sigma}{r} = p_{ext} + \rho gh$. Bula va

ieși din exterior când $p_s \geq p_{ext}$, condiția însă depinzând de temperatură prin ecuația Clausius – Clapeyron, ceea ce implică faptul că temperatura la care are loc fierberea are o valoare bine determinată, T_f , care rămâne constantă pe tot parcursul procesului și care depinde de p_{ext} . Dacă nu există germenii fierberii, sistemul poate fi la temperaturi $T > T_f$ fără a fierbe, ceea ce reprezintă o stare metastabilă, când faza este pură. Un fenomen asemănător se produce și la condensare, când, în lipsa unor germeni, vaporii se pot afla la presiuni mai mari decât p_s (vapori suprasaturanți), fără a se produce condensarea, starea fiind de asemenea o stare metastabilă.

b. Transformarea între fazele solidă și lichidă (topirea și solidificarea).

Topirea reprezintă o transformare de speța I, ce constă în trecerea din stare solidă în stare lichidă, solidificarea fiind procesul invers. Și acest proces este caracterizat de o căldură specifică

de topire (solidificare). Ecuația Clausius – Clapeyron se scrie: $\frac{dp}{dT} = \frac{\lambda_T}{T(v_l - v_s)}$.

În acest caz, $v_l \approx v_s$, de unde rezultă că panta curbei ce reprezintă echilibrul celor două faze este foarte mare (figura 1.69). De asemenea, există substanțe (apă, Bi ș.a.) care se contractă la topire, pentru care $v_l < v_s$, deci la care curba de echilibru are pantă negativă (porțiunea punctată în figura 1.69).

Stările (punctele) aflate pe curba de echilibru reprezintă stări de echilibru solid – lichid.

Și în acest caz, pentru producerea fenomenului, sunt necesari germeni. De asemenea, transformarea are loc la o temperatură T_i , ce rămâne constantă pe tot parcursul procesului și depinde de presiunea exterioară.

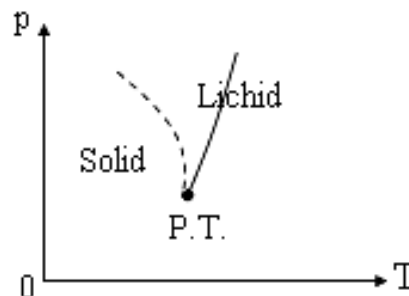


Figura 1.69

c. Transformarea între fazele solidă și gazoasă (sublimarea și desublimarea).

Sublimarea este tot o transformare de speță I, ce constă în trecerea din stare solidă în stare gazoasă, desublimarea fiind fenomenul invers. Ecuația Clausius – Clapeyron se

scrie: $\frac{dp}{dT} = \frac{\lambda_s}{T(v_v - v_s)} \approx \frac{\lambda_s}{T \cdot v_v}$, deoarece volumul stării

solide este neglijabil față de volumul vaporilor.

Deoarece $\lambda_s > \lambda_T$, (forțele de legătură dintre moleculele unui solid sunt mai puternice decât cele dintr-un lichid), panta curbei de echilibru solid - vapori este mai mare decât panta curbei de echilibru lichid – vapori (figura 1.70).

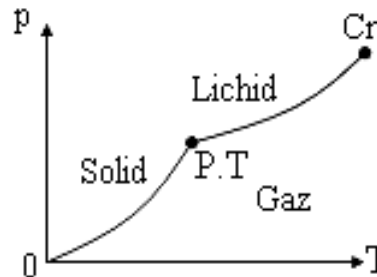


Figura 1.70

d. Starea triplă

În cazul a trei faze în echilibru ale aceleiași substanțe, starea de echilibru se reprezintă în diagrama $p - T$ printr-un punct. În acest punct, condițiile de echilibru se scriu:

- $g_v(p, T) = g_l(p, T)$ $p_{l-v} = p(T)$ – curba de evaporare
- $g_v(p, T) = g_s(p, T)$ $p_{s-v} = p(T)$ – curba de sublimare
- $g_l(p, T) = g_s(p, T)$ $p_{s-l} = p(T)$ – curba de topire

Reprezentând grafic curbele de mai sus, se obține diagrama de stare a substanței (figura 1.71).

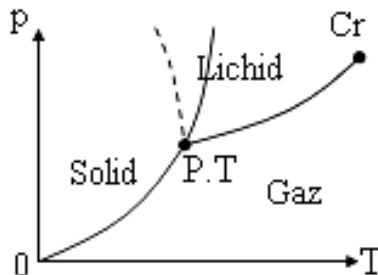


Figura 1.71

În stare solidă, între molecule se exercită forțe puternice, care asigură forma și volumul propriu ale substanței. În stare lichidă, forțele sunt mai slabe, existând doar volum propriu al substanței, iar în stare gazoasă forțele dintre molecule sunt neglijabile, gazele neavând volum și formă proprii. La trecerea din faza solidă în faza lichidă (topire), din faza lichidă în faza gazoasă (vaporizare) și direct din faza solidă în cea gazoasă (sublimare), pentru a învinge forțele moleculare, substanțele trebuie să primească energie (sub formă de căldură latentă de topire, vaporizare, sublimare). La tranziția inversă între stări (solidificare, condensare, desublimare), substanțele cedează aceeași căldură latentă.

Toate transformările de fază sunt favorizate de existența unor impurități (de tipul celor aflate în aerosolul atmosferic), numite **germeni** sau **nuclee** de producere a transformării. În absența acestora, transformările nu se produc, sistemele aflându-se în stări numite metastabile.

Transformările de fază descrise de apa atmosferică, precum și efectele lor calorice sunt prezentate în figura 1.72.

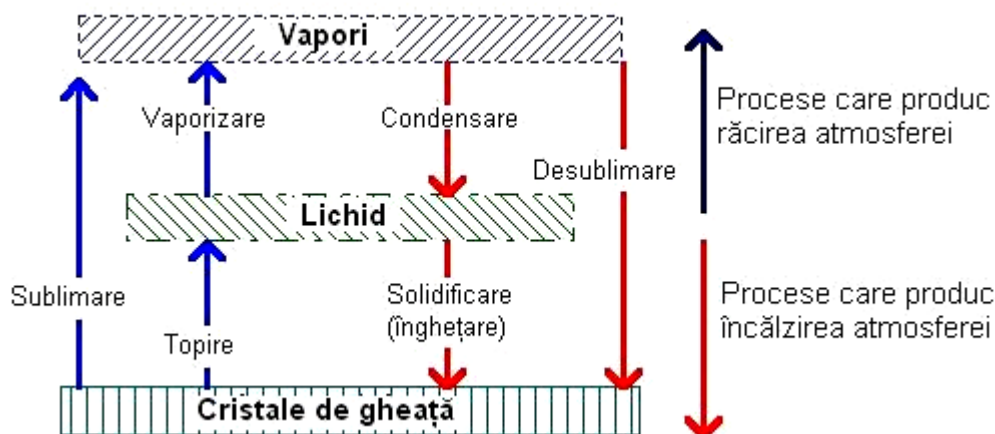


Figura 1.72

Vaporizarea – trecerea apei din faza lichidă în faza gazoasă (faza de vapori), se produce cu absorbție de căldură din mediul exterior (căldură latentă de vaporizare). Vaporizarea poate fi de mai multe tipuri: în vid, în atmosferă gazoasă, în tot volumul lichidului (fierbere), prin suprafața liberă a lichidului (evaporare). În funcție de cantitatea de apă vaporizată, vaporii de apă rezultați prin aceste procese au o presiune p_{vap} . Într-un amestec de aer uscat și vapori, presiunea totală este, conform legii lui Dalton $p = p_{aer} + p_{vap}$. Indiferent de mecanismul de producere, vaporizarea se produce până când presiunea vaporilor atinge o valoare maximă, p_{sat} , numită presiune de saturație, când vaporii se numesc saturați și vaporizarea încetează. Presiunea de saturație depinde de temperatura exterioară, crescând odată cu aceasta, ca în figura 1.73 (curba de echilibru lichid - vapori).

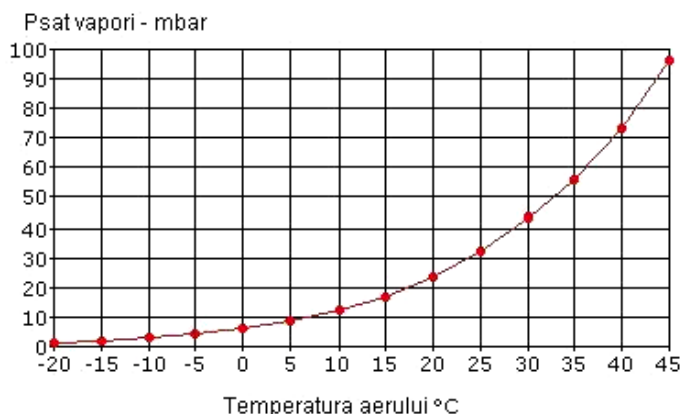


Figura 1.73

În atmosferă, forma cea mai frecventă de vaporizare este evaporarea. Aceasta depinde de natura lichidului care se evaporă, de temperatură, de aria suprafeței lichidului S prin care se produce evaporarea, de presiunea atmosferică și de gradul de saturare a atmosferei cu vapori – de diferența $p_{sat} - p_{vap}$, ca și de viteza de deplasare a aerului de deasupra suprafeței de evaporare. Fenomenul este descris de viteza de evaporare, exprimată prin relația:

$$V_{evap} = \frac{\text{masa}_{vapori}}{\text{timp}} = K \cdot S \cdot \frac{p_{sat} - p_{vap}}{p_{atm}} \quad (1.46)$$

unde K este o constantă care depinde de viteza deplasării aerului deasupra suprafeței de evaporare și de temperatură.

Evaporarea se produce la suprafața Pământului (circa 28%) și pe întinderile de apă (circa 72% din cantitatea de vapori produsă prin evaporare).

Evaporarea prezintă variații diurne și anuale care urmăresc variațiile corespunzătoare ale temperaturii și variații locale care depind de caracteristicile locale ale suprafeței terestre și de mișcările maselor de aer.

Sublimarea – formarea vaporilor direct din faza solidă (gheață, zăpadă), se produce cu absorbție de căldură latentă de sublimare din mediul exterior și este mult mai puțin importantă decât vaporizarea, în ceea ce privește cantitatea de vapori produsă.

Vaporizarea și sublimarea consumă circa 25% din energia calorică primită de Pământ de la Soare

Condensarea vaporilor de apă – trecerea vaporilor de apă din atmosferă în fază lichidă și desublimarea vaporilor de apă – trecerea acestora direct în fază solidă se produc cu degajare de căldură latentă (și efect de încălzire a mediului înconjurător) și reprezintă procesele inverse ale vaporizării și sublimării apei.

Condensarea și desublimarea vaporilor se produc dacă aceștia au atins presiunea de saturație. Se produc de obicei când în atmosfera liberă are loc o scădere mai îndelungată a temperaturii, astfel încât vaporii inițial nesaturați (cu presiunea mai mică decât cea de saturație) devin saturați și, în funcție de temperatura exterioară și de existența germenilor de condensare, vaporii se transformă în picături de apă sau cristale de gheață.

Temperatura la care se atinge presiunea de saturație și se poate produce condensarea, se numește punctul de rouă.

Fenomenele meteorologice bazate pe procesele descrise mai sus sunt:

- **Roua.** După apusul soarelui, când nebulozitatea este redusă, suprafața terestră se răcește intens; dacă umiditatea aerului este suficientă și nu există mișcări turbulente ale aerului, prin condensare se formează picături de apă pe obiecte având căldură specifică și conductivitate termică mici;

- **Bruma.** Dacă răcirea suprafeței terestre determină scăderea temperaturii sub 0°C , se produce desublimarea vaporilor aflați în apropierea suprafeței;

- **Depunerile lichide.** Pe pereții clădirilor, pietre, copaci, șosele, etc., se constată apariția umezelii, fenomen datorat pătrunderii în regiunea respectivă a unor mase de aer cald și umed, prin condensarea vaporilor conținuți de acestea;

- **Depunerile solide** se produc atunci când o perioadă caldă a fost precedată de un ger puternic și apare sub forma unei cruste subțiri de gheață;

- **Chiciura sau promoroaca.** pe ramurile copacilor, firele electrice, etc., se formează depuneri solide cristaline prin desublimarea vaporilor de apă, sau prin înghețarea picăturilor de apă condensate. Spre deosebire de brumă, chiciura se poate forma în orice moment al zilei;

- **Poleiul** reprezintă acoperirea obiectelor de la sol cu un strat de gheață care poate avea câțiva centimetri, prin înghețarea picăturilor de apă condensate sub formă de ploaie sau burniță. Se formează în anotimpul rece, când mase de aer umed intră în contact cu solul puternic răcit;

- **Ceața** – este formată din picături fine de apă și cristale de gheață (cu dimensiuni de la 1 la 50 microni) care plutesc în aer. Aceste componente produc difuzia luminii. Pentru ca ceața formată să se poată menține, este necesar ca umiditatea aerului să depășească starea de saturație, ceea ce se poate produce în următoarele împrejurări: prin evaporarea apei produsă între aerul rece și suprafața mai caldă a apei, prin amestecul a două straturi de aer și prin scăderea temperaturii sub punctul de rouă;

- **Norii** – reprezintă produse ale condensării sau desublimării vaporilor de apă din atmosfera liberă. Din punct de vedere al structurii sunt asemănători cu ceața, dar mecanismele de formare sunt diferite, iar ceața nu întrunește condițiile de a genera precipitații. Și la formarea norilor sunt importante umiditatea atmosferică, prezența germenilor de condensare și de desublimare, ca și răcirea suficientă a aerului.

După înălțimea la care se formează, clasificarea norilor este prezentată în tabelul următor:

Înălțimea	Nori stratiformi	Nori cu dezvoltare verticală (cumuliformi)
Întreaga troposferă	Nimbostratus/Ns	Cumulonimbus/Cb
Peste 6 km	Cirrostratus/Cs	Cirrocumulus/Cc
2,5 - 6 km	Altostratus/As	Altocumulus/Ac
Sub 2.5 km	Stratus/St	Cumulus/Cu

Prin condensare și desublimare, norii produc **precipitațiile** care, în funcție de temperatura atmosferică au formă de **ploaie, ninsoare, lapoviță, grindină**.

În interiorul unei mase noroase, temperatura nu este constantă, producându-se atât vaporizarea, cât și condensarea și sublimarea apei atmosferice. La temperaturi cuprinse între -30 și -40°C, în componența norilor se află numai cristale fine de gheață; între -30 și 0°C, pe lângă cristalele de gheață se află și fulgi de zăpadă și picături de apă cu dimensiuni de la câțiva microni la bază până la câteva sute de microni în partea superioară a norilor. În interiorul norilor, particulele de apă și gheață se află în mișcare și evoluție continuă, prin vaporizare, condensare și desublimare.

Picăturile microscopice care se formează în nori plutesc liber în aer, ca și în cazul ceții. Prin ciocnirea între ele, picăturile se contopesc și încep să coboare și se măresc în continuare. Dacă densitatea norului este suficient de mare încât să se formeze picături de circa 100 microni, acestea vor coborî, chiar dacă norul continuă să urce și chiar dacă se evaporă parțial, ajung pe pământ sub formă de ploaie. Acest mecanism predomină pentru nori aflați sub 5 km înălțime, când temperatura nu este foarte scăzută.

Un alt mecanism important în formarea ploii are la bază existența cristalelor de gheață și a picăturilor microscopice de apă înghețate (la temperaturi sub 0°C). Vaporii de apă se condensează (desublimează) mai ușor pe particulele de gheață decât pe picăturile de apă, astfel că particulele de gheață cresc și coboară spre sol, unde pot ajunge în faza solidă (grindină sau fulgi de zăpadă care se formează prin acumularea cristalelor de gheață, sub diferite forme, în jurul unei particule), sau, dacă până la sol există straturi calde ale atmosferei, se topesc formând picături de ploaie.

2.4.3 STABILITATEA ATMOSFERICĂ. DISPERSIA POLUANȚILOR ÎN ATMOSFERĂ

Din diferite motive, în special datorită încălzirii neuniforme a suprafeței terestre și deplasărilor maselor de aer, o masă de aer poate avea temperatura mai mare decât aerul înconjurător; având densitatea mai mică, masa respectivă de aer urcă pe verticală. Temperatura aerului, atât a celui conținut în masa de aer considerată, cât și a aerului înconjurător, considerat în repaus, scade cu înălțimea.

În timpul urcării se consideră că temperatura volumului de aer studiat scade conform gradientului termic adiabatic și că presiunea aerului rămâne aproximativ egală cu cea a aerului exterior. Cum $p = \rho RT/\mu$, se poate scrie:

$$(\rho \cdot T)_{\text{volumul de aer studiat}} = (\rho \cdot T)_{\text{atmosferă}} \quad (1.47)$$

Dacă gradientul termic al aerului atmosferic este mai mic decât cel adiabatic, ($T_{\text{atmosferă}} > T_{\text{volum de aer}}$ și $\rho_{\text{volum de aer}} > \rho_{\text{atmosferă}}$), volumul de aer în urcare devine mai dens decât aerul

Înconjurător și va tinde să coboare din nou la nivelul inițial. Deci o atmosferă care are gradientul termic mai mic decât gradientul termic adiabatic ($\gamma_e < \gamma$) este o atmosferă stabilă. Pe de altă parte, dacă $\gamma_e > \gamma$, volumul de aer va avea densitatea mai mică decât atmosfera exterioară și va urca accelerat, apărând fenomene de turbulență (atmosferă nestabilă sau turbulență). Starea stabilă normală se consideră când gradientul termic atmosferic este puțin mai mic decât gradientul termic adiabatic.

În troposferă, unde se produc majoritatea fenomenelor meteorologice și unde are loc și dispersia poluanților atmosferici, temperatura aerului scade cu înălțimea. Gradientul termic adiabatic pentru aerul uscat a fost calculat ca $\gamma = \frac{dT}{dz} = 9,8^\circ\text{C}/\text{km} \approx 1^\circ\text{C}/100\text{m}$.

Pentru studiul stabilității atmosferice este important gradientul termic al aerului exterior unui volum (pachet) de aer care urcă în atmosferă, numit gradient termic exterior sau ambiental γ_e , care poate avea diferite valori, în funcție de starea atmosferică momentană și locală.

Atmosfera este **nestabilă** dacă temperatura unui volum de aer în urcare scade mai încet decât a aerului înconjurător ($\gamma < \gamma_e$); în acest caz, volumul de aer urcă accelerat sau, dacă este în coborâre, coboară accelerat și nu revine la înălțimea inițială; acest gen de mișcare reprezintă o turbulență atmosferică care se accentuează în timpul mișcării volumului de aer (figura 1.74).

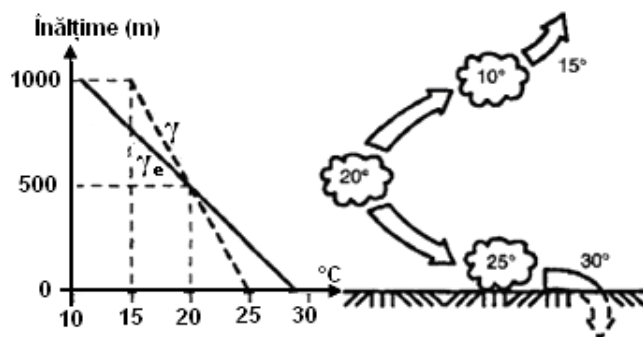


Figura 1.74

Invers, dacă temperatura volumului de aer în urcare scade mai repede decât a aerului înconjurător sau, dacă volumul de aer coboară, temperatura sa crește mai repede decât a aerului înconjurător, ($\gamma > \gamma_e$), volumul de aer revine la înălțimea inițială – atmosferă **stabilă** (figura 1.75).

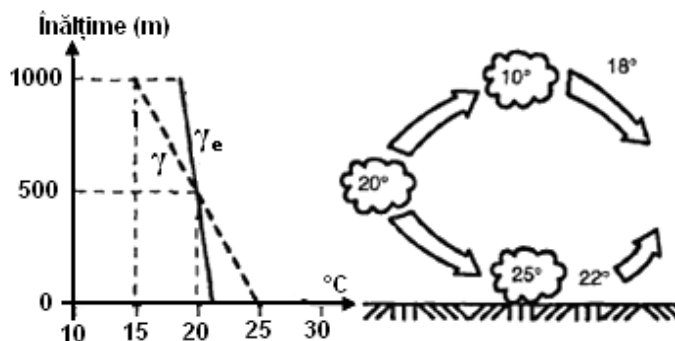


Figura 1.75

Așa cum se prezintă în figura 1.76, granița dintre atmosfera stabilă și cea nestabilă este dată de curba gradientul termic adiabatic. Când curba gradientului termic exterior are panta mai

mare decât cea a gradientului termic adiabatic ($\gamma < \gamma_e$), γ_e este numită superadiabatică și atmosfera este nestabilă. Când cele două curbe au pante egale, atmosfera este neutră, iar când panta curbei gradientului termic exterior este mai mică decât panta curbei gradientului termic adiabatic ($\gamma > \gamma_e$), γ_e este numită subadiabatică și atmosfera este stabilă. Într-un strat în care temperatura aerului este constantă $\gamma_e = 0$ (atmosfera izotermă), atmosfera este stabilă.

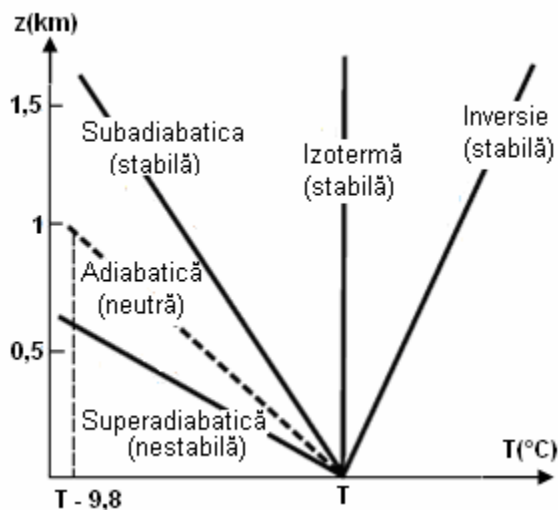


Figura 1.76

Când temperatura aerului înconjurător crește cu înălțimea, $\gamma_e < 0$ (invers față de situația normală), apare o inversie termică, situație în care aerul cald „învelește” aerul rece; inversia termică este considerată un caz extrem de atmosferă subadiabatică, în care mișcările verticale ale aerului aproape că nu se mai produc. Anumite configurații ale reliefului, dau arhitectura marilor orase favorizează producerea inversiei termice, situație în care poluanții produși la suprafața pământului nu se mai dispersează în atmosferă (figura 1.77).

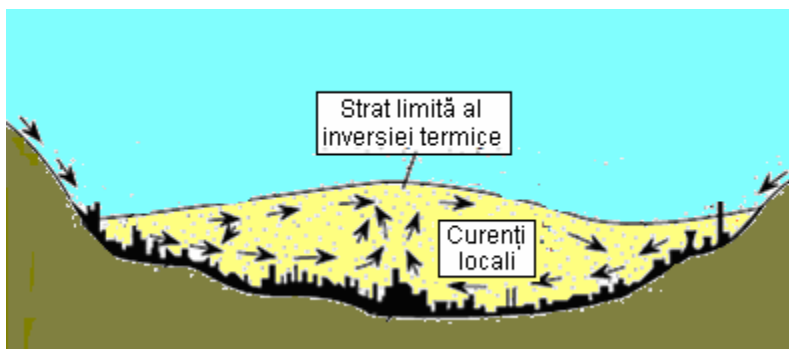


Figura 1.77

Gradientul termic exterior suferă o serie de variații diurne, chiar cu apariția unor inversii termice prezentate în figura 1.78, pentru cazul unei zile însorite și al nopții cu cer senin. Acest tip de inversie se numește „radiativă” și este produsă de radiația emisă în timpul nopții de către suprafața pământului; aerul rece, ca și poluanții produși în timpul nopții sunt „prinși” sub straturile de aer mai cald de deasupra (proces numit capac de inversie).

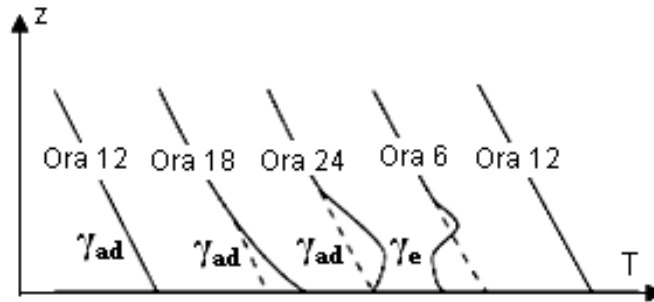


Figura 1.78

Un alt tip de inversie termică este prezentat în figura 1.79 și se numește „subzidentă” sau de scufundare, de apăsare. Se produce în cazul orașelor industrializate, unde, la înălțimi de 200 – 300 m se află mase mari de aer cald, care menține pe sol aerul mai rece, inclusiv poluanții conținuți de acesta.

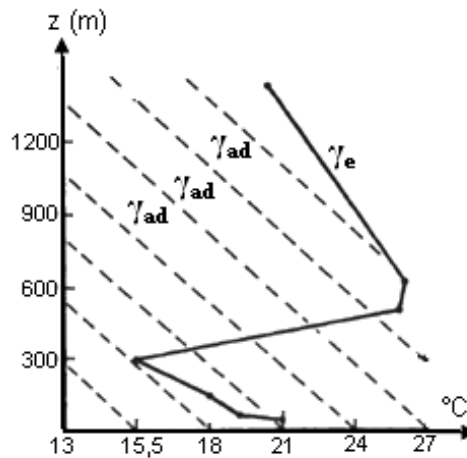


Figura 1.79

Stabilitatea atmosferică poate fi recunoscută și după forma gazelor (care conțin fum sau vapori vizibili) evacuate de un coș, numită pană de fum sau aburi, astfel:

- în atmosfera superadiabatică (nestabilă), pana are formă de buclă și produce concentrații mari de poluanți unde atinge solul (figura 1.80).



Figura 1.80

- în atmosfera neutră (stabilă), pana are formă conică, dispersându-se atât pe verticală, cât și pe orizontală în timpul propagării (figura 1.81).

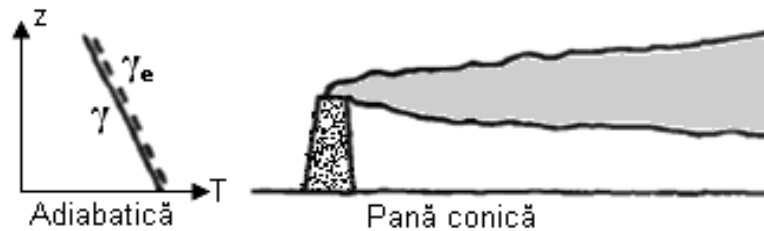


Figura 1.81

- în atmosfera stabilă cu inversie termică, pana denumită evantai are tendința de a se dispersa într-un strat îngust, la înălțime constantă (figura 1.82).

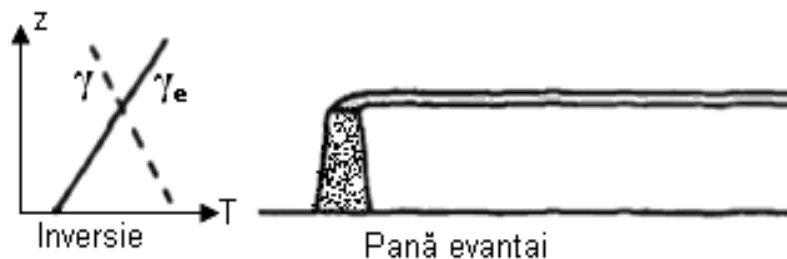


Figura 1.82

- în atmosfera nestabilă la joasă altitudine care prezintă în straturile superioare o inversie termică, apare fenomenul numit fumigație, prin care pana cu poluanți este captată sub straturile de aer cald, și menținută un timp destul de îndelungat în contact cu solul, ceea ce poate genera situații de poluare periculoase (figura 1.83).

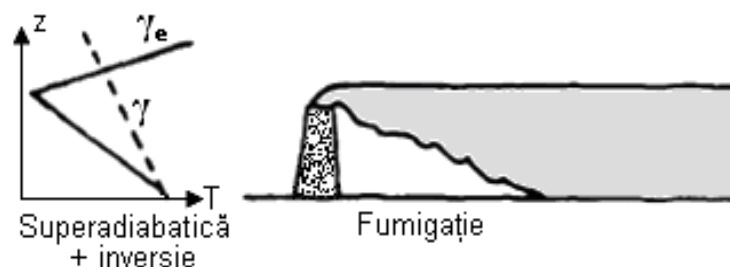


Figura 1.83

În cazul aerului umed, condensarea vaporilor de apă produsă cu cedare de căldură latentă produce o încălzire a aerului, astfel încât gradientul termic umed este $\gamma_u = 6^\circ\text{C}/\text{km}$ pentru aerul saturat cu vaporii, având valori cuprinse între $9,8^\circ\text{C}/\text{km}$ și $6^\circ\text{C}/\text{km}$ pentru aerul care conține vaporii nesaturați.

Dacă, în timpul urcării, temperatura masei de aer în urcare scade mai mult decât a aerului exterior (aerul în urcare se răcește mai repede decât aerul exterior), adică γ și $\gamma_u > \gamma_e$, urcarea masei de aer este încetinită, masa de aer devenind la un moment dat mai rece decât aerul exterior și masa de aer va coborî.

Dacă nu s-au produs precipitații, chiar dacă s-a condensat o parte din vaporii de apă, prin încălzirea din timpul coborării picăturile de apă produse se vor vaporiza la loc și masa de aer va reveni la sol cu aceeași temperatură ca temperatura inițială (evoluție reversibilă – ABCBA în figura 1.84).

Dacă, prin condensare, masa de aer a produs precipitații, va avea la coborâre o temperatură mai mare decât cea inițială, datorită absorbției căldurii latente de condensare – ABCD în figura 1.84. Acest fenomen se produce la urcarea unei pante a reliefului, aerul umed se condensează și produce precipitații; după depășirea vârfului pantei, aerul încălzit și cu umiditate scăzută în urma condensării vaporilor coboară, formând vântul cald și uscat numit foehn. Situațiile prezentate caracterizează **stabilitatea atmosferică**, reprezentată în figura 1.84, pe o diagramă aerologică.

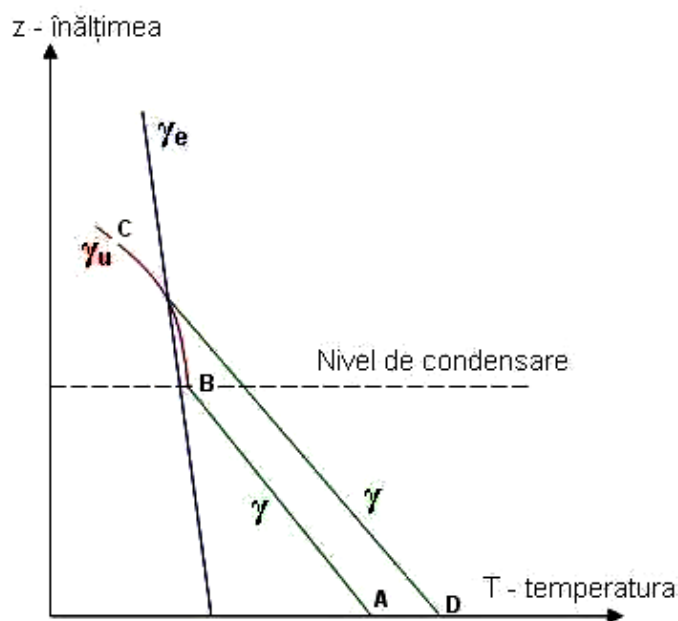


Figura 1.84

Considerațiile anterioare au fost făcute pentru un caz idealizat, cel al atmosferei adiabatică, în care gradientul termic este considerat constant. În realitate, structura și distribuția temperaturii atmosferice sunt mult mai complexe. De aceea, se poate diviza atmosfera (de fapt troposfera, aceasta fiind stratul atmosferic important pentru fenomenele de stabilitate și generatoare de turbulențe și precipitații), în straturi mai înguste și relativ omogene, considerate fiecare ca un strat atmosferic politrop, mai mult sau mai puțin asemănător atmosferei adiabatică, fiecare din aceste straturi fiind analizate după modelul prezentat anterior.

Dispersia poluanților în atmosferă depinde, în afara gradientului termic atmosferic și de alți factori, în mod esențial de direcția și viteza vântului și de configurația suprafeței solului deasupra căruia se mișcă aerul conținând poluanții.

Dispersia orizontală a mișcării aerului este prezentată de obicei printr-o diagramă numită „roza vânturilor”. Pentru perioade mari de timp, de obicei anual, aceasta descrie pe diferite direcții ale coordonatelor geografice, fie direcția din care suflă vântul – prin săgeți proporționale cu frecvența vântului (procentul din timpul total în care vântul suflă pe direcția respectivă, sau cu numărul anual de ore în care vântul bate pe acea direcție – figura 1.85), fie direcția și intervalele de valori ale vitezei vântului (figura 1.86).

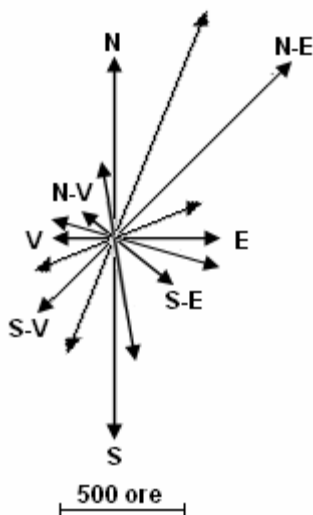


Figura 1.85



Figura 1.86

Dispersia este procesul prin care poluanții se mișcă prin aer conform legilor difuziei și pana de poluanți se împrășteie pe o arie din ce în ce mai mare, iar concentrația¹ poluanților scade. Pana (norul) de poluanți se împrășteie și pe orizontală, și pe verticală, într-un mod care depinde de condițiile atmosferice.

Cele mai comune modele de dispersie sunt cele gaussiene (dezvoltate de Turner, Pasquill, Gilford și alții între anii 1965 - 1975), în care se presupune că în procesul de dispersie se respectă legile gazului ideal. Aceste modele se bazează pe următoarele principii:

- principala forță care produce transportul poluanților este forța vântului; mișcarea se produce predominant sub acțiunea curenților de aer;
- concentrația poluanților este maximă pe axa de simetrie a penei de poluanți;
- moleculele poluanților difuzează din regiunile cu concentrații mai mari spre cele cu concentrații mai mici;
- emisia poluanților este continuă și procesul de dispersie este staționar.

Modelele de dispersie gaussiene presupun următoarele considerații:

Fie transportul unui poluant gazos cu viteza considerată constantă v_x prin suprafața dS , perpendiculară pe direcția de propagare x (direcția de transport) – figura 1.88

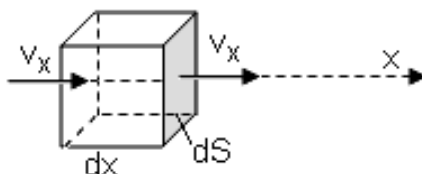


Figura 1.88

a. **Legea difuziei gazelor** exprimă densitatea curentului de masă j_x (dm -masa de poluant ce străbate suprafața dS în timpul dt), conform legii lui Fick (D – coeficientul de difuzie):

¹ În calculele de dispersie, concentrația unui poluant – denumirea consacrată, reprezintă masa de poluant din unitatea de volum de gaz și, dimensional, este densitatea poluanților (parțială) în volumul considerat de gaz; cum poluanții se află în amestec cu moleculele de aer, concentrația se referă numai la poluantul considerat. În timpul dispersiei poluanților, concentrația depinde de poziție și momentul de timp.

$$j_x(x, t) = \frac{dm(x, t)}{dS \cdot dt} = -D \frac{\partial p(x, t)}{\partial x} = -D \frac{\partial c(x, t)}{\partial x} \quad 1.48$$

b. Ecuația de continuitate exprimă principiul conservării masei de poluant în timpul difuziei. cantitatea de Conform acestui principiu, cantitatea de poluant care intră minus cantitatea care iese în timpul dt din volumul elementar de fluid din figura 1.88 este egală cu variația masei poluantului din volumul respectiv.

Dacă în volumul elementar intră în timpul dt masa de poluant $dm_1 = c \cdot v_x \cdot dt \cdot dS$ și, concentrația fiind variabilă, masa care iese în timpul dt este

$$dm_2 = \left[c \cdot v_x + \frac{\partial(c \cdot v_x)}{\partial x} dx \right] \cdot dt \cdot dS, \text{ variația masei de poluant pe direcția } x \text{ va fi } dm = dm_1 -$$

$$dm_2 = - \frac{\partial(c \cdot v_x)}{\partial t} \cdot dt \cdot dS. \text{ Din principiul conservării masei, această variație este egală cu}$$

variația masei de poluant din volumul elementar în timpul dt , care se scrie $dm = \frac{\partial c}{\partial t} \cdot dV =$

$\frac{\partial c}{\partial t} \cdot dS \cdot dt$. Rezultă ecuația de continuitate de forma:

$$\frac{\partial(c \cdot v_x)}{\partial x} + \frac{\partial c}{\partial t} = 0 \quad 1.49$$

sau, considerând viteza v_x constantă primul termen se scrie:

$$v_x \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{dx}{dt} \cdot \frac{dS}{dS} \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{1}{dS \cdot dt} \frac{\partial(c \cdot dV)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dm}{dS \cdot dt} \right) = \frac{\partial j}{\partial x}$$

deci ecuația de continuitate are forma:

$$\frac{\partial j_x(x, t)}{\partial x} + \frac{\partial c(x, t)}{\partial t} = 0 \quad 1.50$$

Ținând cont de relația (a.1), rezultă ecuația difuziei poluanților:

$$\frac{\partial c(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c(x, t)}{\partial x^2} \quad 1.51$$

Pentru un moment t dat, soluția acestei ecuații este de forma (numită funcția de distribuție sau „clopotul” lui Gauss) – figura 1.89:

$$c(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad 1.52$$

unde μ reprezintă valoarea medie a concentrației, iar σ = deviația standard față de valoarea medie; în intervalul $[-\sigma, \sigma]$ al valorilor x în jurul valorii medii se găsesc 68,1% din valorile posibile ale variabilei x .

Într-un punct x dat, valorile concentrației x evoluează în timp ca în figura 1.90, ceea ce justifică noțiunea de dispersie în sensul de împrăștiere, îndepărtare în timp de valoarea medie.

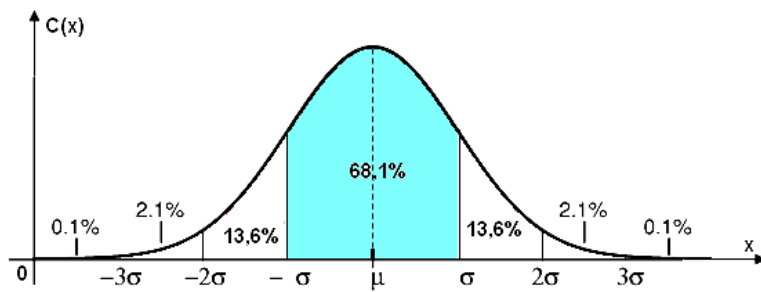


Figura 1.89

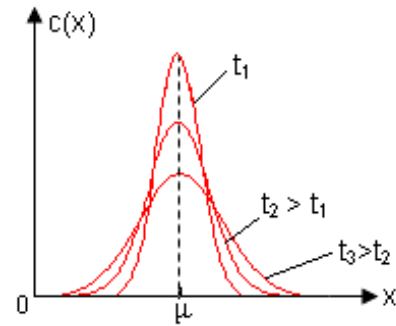


Figura 1.90

Secțiunea transversală a concentrației în pana de poluanți este de forma curbei Gauss, atât pe direcția orizontală, cât și pe direcția verticală; distribuția poluanților este descrisă de deviația standard a acestei curbe de distribuție, pe direcțiile orizontală și verticală (figura 1.91).

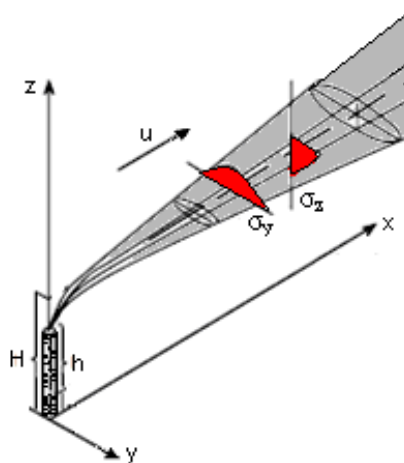


Figura 1.91

Cum gazele emise pe un coș de fum ies cu o viteză verticală și au de obicei o temperatură mai mare decât mediul ambiant, jetul de poluanți mai urcă înainte de a se deplasa și dispersa lateral; suma H dintre înălțimea h a coșului și această distanță de urcare Δh reprezintă înălțimea efectivă a coșului; în calcule sursa se consideră la înălțimea $z = H$ față de sol. Supraînălțarea Δh se calculează cu o serie de relații empirice, în funcție de stabilitatea atmosferică, astfel:

- pentru atmosferă superadiabatică (nestabilă):

$$\Delta h = 3,47 \frac{v_g d}{u} + 5,15 \frac{Q_h^{0,5}}{u} \quad 1.53$$

- pentru atmosferă adiabatică (neutră):

$$\Delta h = 0,35 \frac{v_g d}{u} + 2,64 \frac{Q_h^{0,5}}{u} \quad 1.54$$

- pentru atmosferă subadiabatică (stabilă):

$$\Delta h = -1,04 \frac{v_g d}{u} + 2,24 \frac{Q_h^{0,5}}{u} \quad 1.55$$

unde: v_g (m/s) este viteza de evacuare a gazelor pe coș, d (m) este diametrul coșului și Q_h (kj/s) este rata (viteza) de emisie a căldurii pe coș.

Concentrația într-un punct din spațiu de coordonate (x,y,z) , măsurată în g/m^3 , în cazul unei surse cu emisie continuă este, pentru un model gaussian, dată de relația:

$$c(x,y,z) = \frac{Q}{2\pi \cdot u \cdot \sigma_y \sigma_z} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \left(\exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right) \quad 1.56$$

unde:

- Q (g/s) este rata (masa pe secundă) de emisie a poluanților de către sursă;
 - u (m/s) este viteza medie a vântului;
 - σ_y , σ_z (m) sunt deviațiile standard ale penei de poluant în direcțiile y și z ;
- Când se determină concentrația la sol a poluanților ($z = 0$), relația anterioară devine:

$$c(x,y,0) = \frac{Q}{\pi \cdot u \cdot \sigma_y \sigma_z} \cdot \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad 1.57$$

Când se determină valoarea maximă a concentrației pe sol, aceasta se găsește pe axa de simetrie a penei de poluant (pe direcția x , deci $y = 0$), se folosește relația:

$$c(x,0,0) = \frac{Q}{\pi \cdot u \cdot \sigma_y \sigma_z} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad 1.58$$

care devine, pentru o sursă de poluanți aflată pe sol ($H = 0$):

$$c(x,0,0) = \frac{Q}{\pi \cdot u \cdot \sigma_y \sigma_z} \quad 1.59$$

Clase de stabilitate atmosferică

Condițiile meteorologice diurne și nocturne, de iluminare a suprafeței solului și valorile vitezei vântului determină clasificarea (Pasquill, Guilford) în mai multe clase (categorii) de stabilitate, de la clasa A (cea mai nestabilă) la clasa F (cea mai stabilă), prezentate în continuare:

Viteza vântului la 10 m înălțime (m/s)	Ziua Radiație solară incidentă			Noaptea Starea de înnoare	
	Puternică	Moderată	Slabă	1/2 nori joși	3/8 nori
< 2	A	A – B	B		
2 – 3	A – B	B	C	E	F
3 – 5	B	B – C	C	D	E
5 – 6	C	C – D	D	D	E
> 6	C	D	D	D	D

Clasele A, B și C sunt asociate cu condițiile superadiabatice (atmosferă nestabilă); acestea produc o pană de poluanți de tip buclă. Dacă înălțimea efectivă a sursei poluanților depășește limita superioară a unui strat de inversie (mixing height, capac – figura 1.77), pana de combustibil nu coboară sub acest nivel și nu atinge suprafața, dar, dacă emisia poluanților se produce sub acest nivel, pana de poluanți va rămâne sub limita stratului de inversie și va coborî

pe sol. În cazul clasei A, pana de poluant va atinge solul relativ aproape de sursă, putând să apară fenomene de fumigație. pentru clasa F, pana de poluant atinge solul la distanțe mari, cu valori mici ale concentrației poluantului.

Clasa D de stabilitate are condiții de atmosferă neutră (adiabatică), cu viteze moderate ale vântului; produce o pană conică de poluant.

Clasele E și F reprezintă condiții de atmosferă subadiabatică (stabilă), cu grad scăzut de turbulență, care produc o pană de poluant de tip evantai, care atinge solul la distanțe mari de sursă, cu valori mici ale concentrației poluantului.

Există și clasa de stabilitate G, care caracterizează condiții de inversie termică accentuată, care de obicei apare simultan cu clasa F.

În mediile urbane și suburbane predomină clasele A, B, C și rareori se ating condițiile mai stabile decât clasa D, din cauza turbulențelor atmosferice care se produc la mișcarea aerului printre clădirile înalte. Clasele E și F sunt atinse în zonele rurale și nepopulate.

Valorile deviațiilor standard se determină, pentru diferitele clase de stabilitate, în funcție de distanța față de sursă pe direcția vântului folosind diagramele reprezentate în figurile 1.92 și 1.93 (sursa – Wark and Warner, 1986).

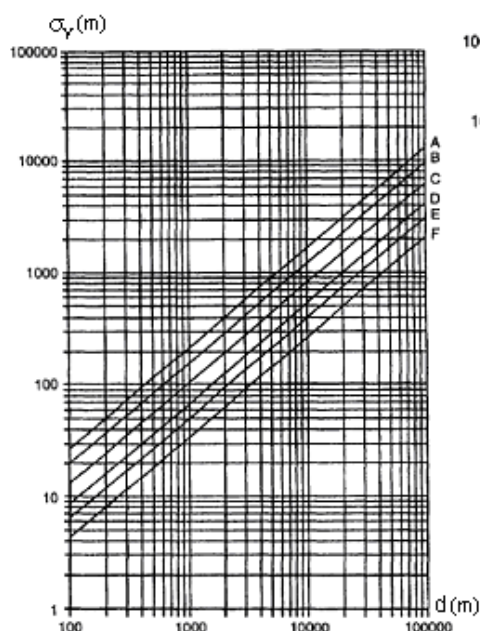


Figura 1.92

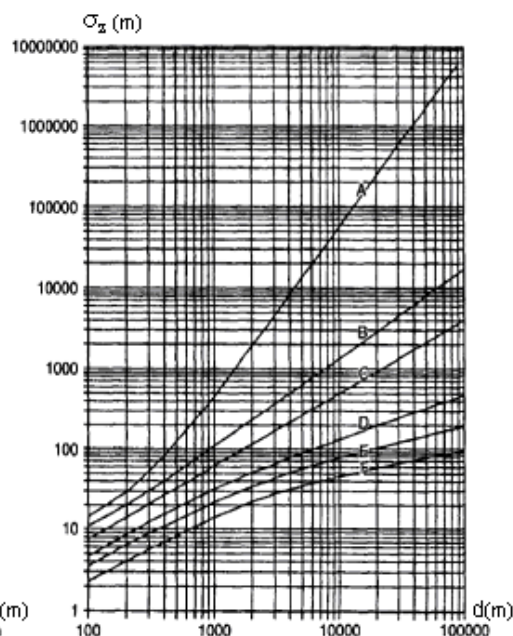


Figura 1.93

Determinarea vitezei vântului la diferite înălțimi nu este atât de simplă; se utilizează o altă relație empirică, din care se determină viteza vântului u la o înălțime h , cunoscând viteza u_0 la o înălțime h_0 , conform relației (uzual la 10m înălțime, în stații meteo):

$$u = u_0 \left(\frac{h}{h_0} \right)^n \quad 1.60$$

în care exponentul n , numit parametru de stabilitate se determină din tabelul următor (sursa – Wark and Warner, 1986):

Condiții de stabilitate	n
Gradient termic mare (Clasele A, B, C)	0,20
Gradient termic scăzut sau nul (Clasa D)	0,25
Inversie moderată (Clasa E)	0,33
Inversie accentuată (Clasele F și G)	0,50

Un fenomen care influențează mult dispersia poluanților este cel al curenților descendenți (downwash) care determină coborârea accentuată a penei de poluanți față de condițiile normale. Acest fenomen se produce în trei situații principale:

a. Downwash produs de vârful coșului prin care se emit poluanții; fenomenul apare atunci când viteza orizontală a vântului este mai mare decât viteza verticală de evacuare a gazelor din coș. Se produc turbulențe care creează o depresiune lângă vârful coșului care determină coborârea penei de poluant (b) față de configurația normală (a) - figura 1.94.

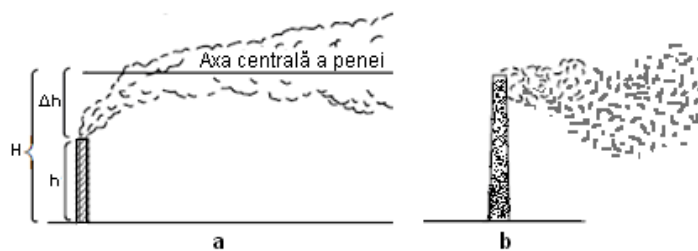


Figura 1.94

b. Downwash produs de clădiri și construcții de mari dimensiuni; prin reflexia pe acestea, curenții de aer formează turbulențe și o depresiune lângă obstacol, astfel încât pana de poluant coboară (figura 1.95).

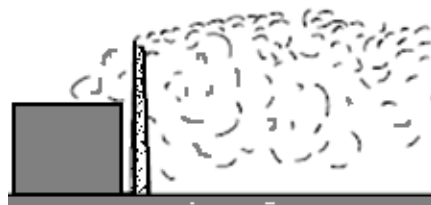


Figura 1.95

c. Downwash de teren (relief) în care obstacolul este reprezentat de denivelările de dimensiuni mari existente pe terenul unde se află coșul prin care se emit poluanții (figura 1.96) .

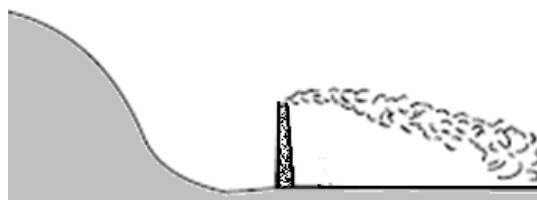


Figura 1.96

Din cauza fenomenului de downwash, coșurile de fum trebuie să depășească în înălțime obstacolele din apropiere (nu numai acoperișul, dacă coșul este deasupra unei clădiri) cu distanțe care depind de dimensiunile obstacolelor și de stabilitatea atmosferică.

Modelele gaussiene de dispersie sunt valabile pentru perioade scurte de estimare (de ordinul minutelor sau orelor), în care condițiile atmosferice nu se modifică mult și are o serie de limite de aplicabilitate: nu sunt valabile la viteze ale vântului mai mici de 1 m/s și nici la pe distanțe mai mari de 50 km, analizează poluanți care nu reacționează chimic și nu ia în considerare sedimentarea gravitațională a particulelor cu dimensiuni mai mari de 10 μm . Există programe mai complexe care includ și aceste situații.

Rezultatele calculelor de dispersie se reprezintă grafic în diferite moduri, cea mai uzuală fiind reprezentarea prin curbe de dispersie, care reprezintă valorile concentrațiilor în diferite puncte (numite imisii), la diferite înălțimi față de sol (la înălțime 0 când se urmăresc efectele asupra vegetației, sau la înălțimea de respirație 1,5 m când se urmăresc efectele poluanților asupra oamenilor) – figura 1.97.

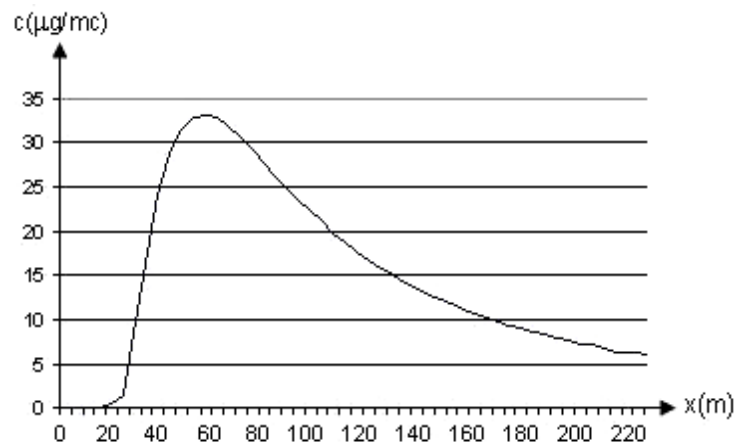


Figura 1.97

Curbele de dispersie se pot reprezenta printr-un cod de culori, în nuanțe de gri sau doar prin curbele de izoconcentrație, pe un perimetru analizat, așa cum se arată în figurile 1.98 și 1.99.

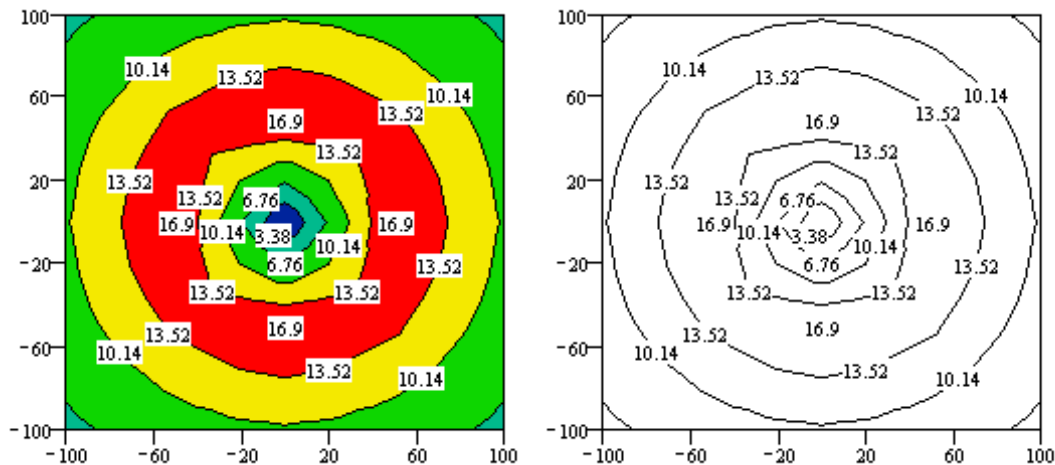


Figura 1.98 – curbe de dispersie în cazul unei surse punctiforme de poluanți (concentrația poluantului în $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

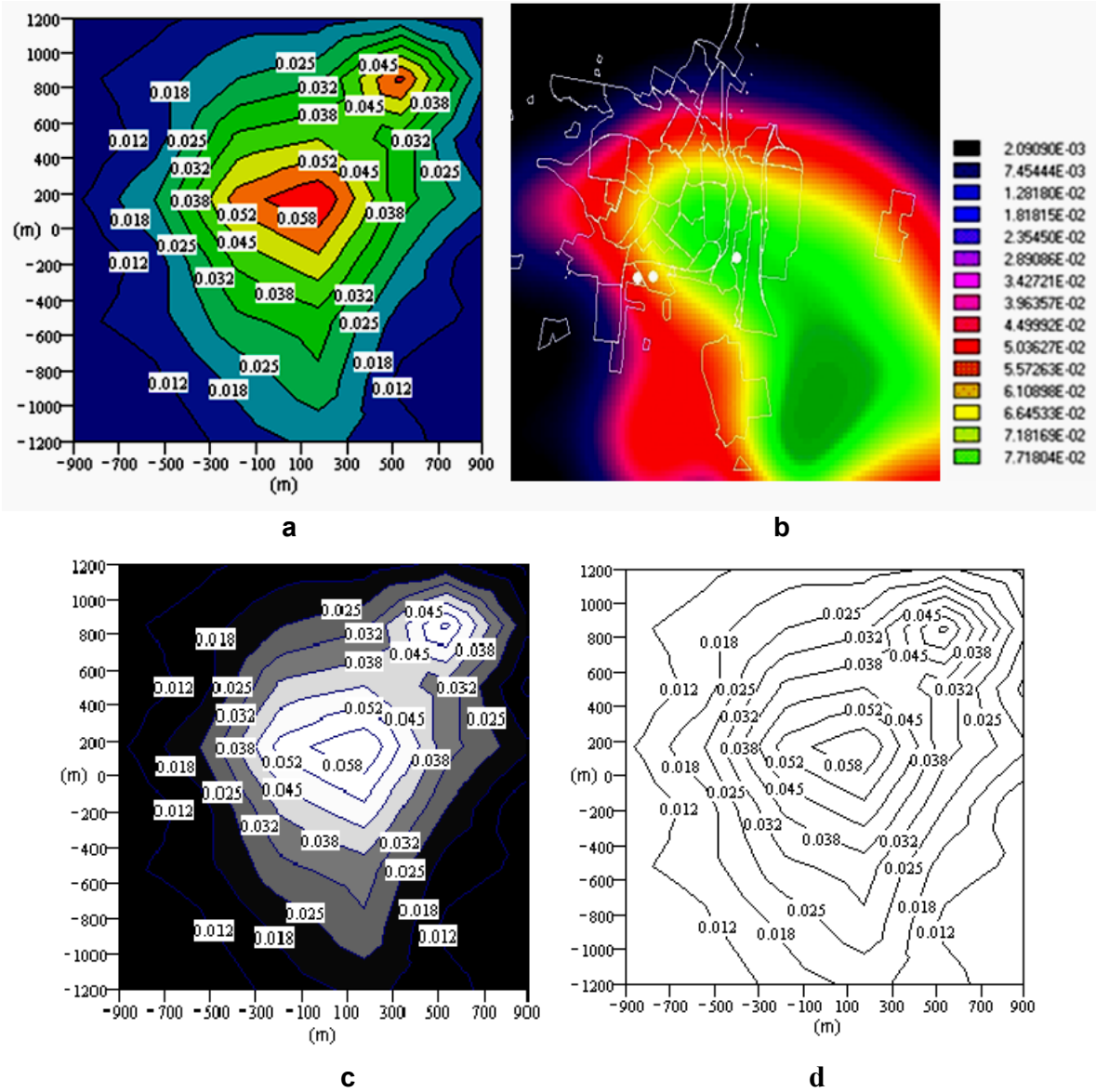


Figura 1.99 – curbe de dispersie pentru surse multiple de poluanți (dispersii cumulate) - concentrația poluantului în $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (a,c,d) și în mg/m^3 (b).

Evaluarea pe termen lung (concentrația medie anuală) a impactului poluanților emiși de unei surse asupra calității aerului se poate face prin modelare matematică a dispersiei poluanților utilizând un model de tip climatologic (Martin și Tikvart).

Acesta este un model pentru estimarea concentrațiilor de poluant pe termen lung de mediere pentru surse continue punctiforme sau de suprafață. Baza fizică fundamentală a modelului este presupunerea că distribuția spațială a concentrațiilor este dată de formula gaussiană a penei.

Concentrația medie $\bar{C}_A$ într-un receptor aflat la distanța ρ de o sursă de suprafață și la înălțimea z de sol este dată de relația:

$$\bar{C}_A = \frac{16}{\pi} \int_0^\infty \left[\sum_{k=1}^{16} q_k(\rho) \sum_{l=1}^6 \sum_{m=1}^6 \Phi(k, l, m) S(\rho, z; u_l, P_m) \right] d\rho \quad 1.61$$

unde:

k = indice pentru sectorul direcției vântului;
 $q_k(\rho) = \int Q(\rho, \theta) d\theta$ pentru sectorul k ,
 $Q(\rho, \theta)$ = emisia în unitatea de timp a sursei de suprafață;
 ρ = distanța de receptor pentru o sursă de suprafață infinitesimală;
 θ = unghiul în coordonate polare centrat pe receptor;
 l = indice pentru clasa de viteză a vântului;
 m = indice pentru clasa de stabilitate;
 $\Phi(k, l, m)$ = funcția de frecvență a stărilor meteorologice;
 $S(\rho, z; U_1, P_m)$ = funcția care definește dispersia;
 z = înălțimea receptorului deasupra solului;
 U_1 = viteza vântului reprezentativă;
 P_m = clasa de stabilitate.

Pentru surse punctiforme, concentrația medie C_p datorită a n surse, este dată de relația:

$$\bar{C}_p = \frac{16}{2\pi} \sum_{n=1}^n \sum_{l=1}^6 \sum_{m=1}^6 \frac{\Phi(k_n, l, m) G_n S(\rho_n, Z; U_1, P_m)}{\rho_n} \quad 1.62$$

unde:

k_n = sectorul de vânt pentru a n -a sursă;
 G_n = emisia pentru sursa n ;
 ρ_n = distanța de receptor a sursei n .

Dacă receptorul este la sol (nivel respirator), atunci $z=0$ și forma funcției $S(\rho, z; u_1, P_m)$ va

fi:

$$S(\rho, 0; U_1, P_m) = \frac{2}{\sqrt{2\pi} U_1 \sigma_z(\rho)} \exp\left(-\frac{0.692}{U_1 T_{1/2}}\right) \quad 1.63$$

dacă $\sigma_z(\rho) < 0,8 L$,
și

$$S(\rho, 0; U_1, P_m) = \frac{1}{U_1 L} \exp\left(-\frac{0.692}{U_1 T_{1/2}}\right) \quad 1.64$$

dacă $\sigma_z(\rho) > 0,8 L$

unde:

$\sigma_z(\rho)$ = funcție de dispersie verticală, de exemplu deviația standard a concentrației în plan vertical;

h = înălțimea efectivă a sursei

L = înălțimea de amestec la amiază

$T_{1/2}$ = timpul de înjumătățire a poluantului.

Posibilitatea dispariției poluantului prin procese fizice sau chimice este dată de expresia $\exp(-0,692 / u_1 T_{1/2})$.

Concentrația totală pentru o perioadă de mediere este suma concentrațiilor datorate tuturor surselor pentru acea perioadă.

Datele de intrare cuprind informații privind:

- grila de calcul
- datele de emisie
- parametrii meteorologici

Grila de calcul - Modelul permite calculul concentrației medii a poluantului în orice punct aflat la anumite distanțe de sursă/surse, prin luarea în considerare a contribuției tuturor surselor. Ca urmare, este posibil să se calculeze concentrațiile pe o arie în jurul sursei. În acest scop, se limitează aria de interes, iar pe suprafața ei se fixează o grilă, de regula pătratică, ale cărei noduri constituie receptorii. Numărul de noduri și pasul grilei se aleg în funcție de caracteristicile sursei, ale ariei de interes și ale problematicii la care trebuie să se răspundă. Grila va avea o origine și un sistem de coordonate cu axa O_x spre est și axa O_y spre nord, în funcție de care se stabilesc coordonatele surselor și ale nodurilor.

Datele de emisie cuprind caracteristicile sursei: înălțime geometrică, diametru sau suprafață de emisie, viteza și temperatura de evacuare a poluanților.

Parametrii meteorologici se introduc sub forma funcției de frecvență (k,l,m) a tripletului : direcția vântului, clasa de viteză a vântului și clasa de stabilitate, stabilită pe șiruri lungi de date (plurianuale).

De exemplu, dacă se lucrează pe 16 sectoare de vânt, 8 clase de viteză și 7 clase de stabilitate, tabelul de valori ale funcției de frecvență cuprinde 896 de intrări.

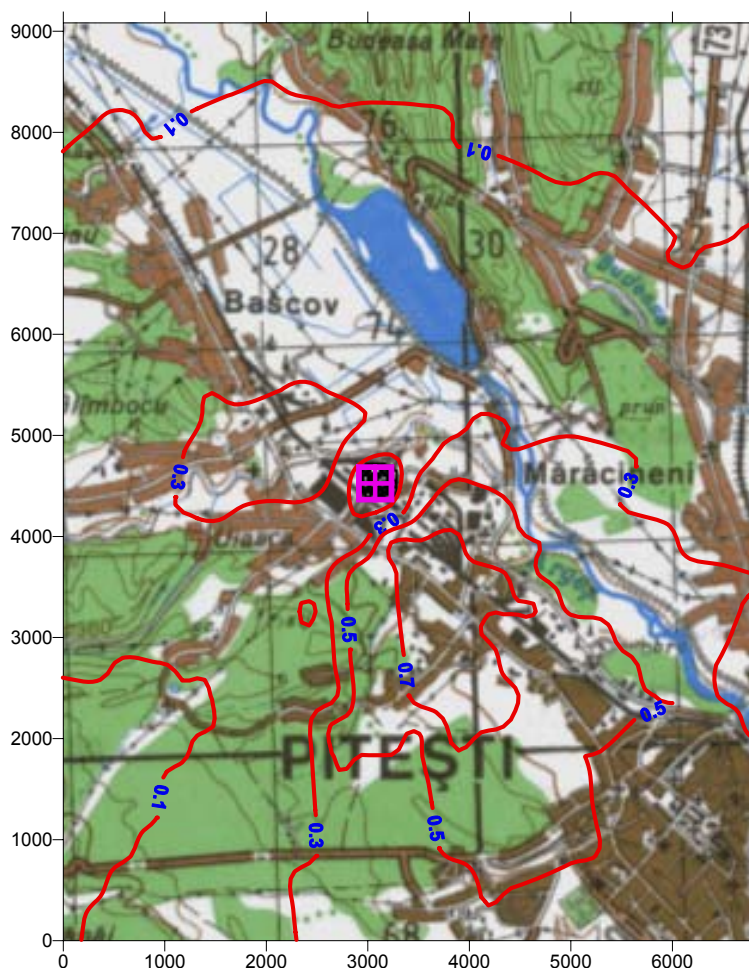


Figura 1.100 – curbe de dispersie (concentrația medie multianuală a poluantului în $\mu\text{g}/\text{m}^3$) obținute folosind un model climatologic de dispersie.

2.4.4 MECANISME DE GENERARE A NORILOR ȘI PRECIPITAȚIILOR

a. Nori și precipitații produse prin convecție

Fenomenul de convecție și mecanismul generării precipitațiilor au fost descrise anterior, evidențiindu-se importanța mișcărilor verticale ale aerului, umidității și variației temperaturii pe verticală. Este de remarcă faptul că condițiile de condensare sunt îndeplinite în special în cazul urcării pe verticală a aerului umed. Cum ascensiunea maselor de aer se produce, în cazul general al mișcărilor convective, care au la bază minime atmosferice (cicloni), este de așteptat ca instabilitățile atmosferice, generatoare de turbulențe ale mișcării maselor de aer și de precipitații să se producă deasupra acestor regiuni caracterizate de minime sau depresiuni ale atmosferei. Situația este reprezentată în figura 1.101.

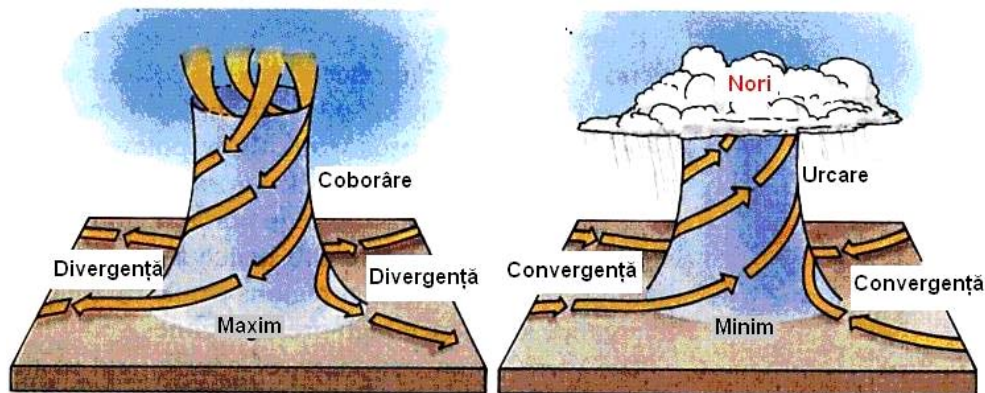


Figura 1.101

Precipitațiile de natură convectivă presupun existența solului încălzit și a unui minim de presiune; ele sunt cauzate de formarea relativ rapidă a norilor Cumulus și Cumulonimbus. Aceștia au tendința de a se forma în a doua parte a zilei și în prima parte a dimineții. Deoarece uscatul se încălzește mai rapid decât apele mărilor și oceanelor, precipitațiile de natură convectivă apar mult mai frecvent deasupra uscatului. Convecția produce nori cumuliformi și deasupra uscatului încălzit aflat pe țărmul mărilor, ca în cazul brizei de mare.

b. Nori și precipitații generate de relief.

În mișcarea sa deasupra solului, aerul întâlnește denivelări (dealuri, munți). Urmând formele de relief, aerul urcă, se răcește și, dacă este umed, formează ceață, nori și precipitații. După depășirea denivelărilor, aerul uscat coboară și se încălzește fără a produce precipitații – figura 1.102 (cum este cazul foehnului).

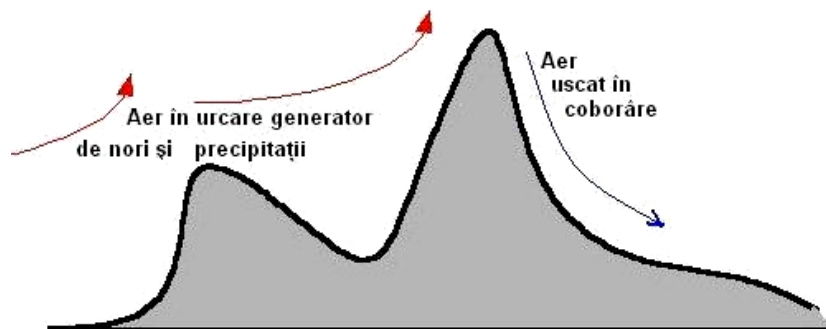


Figura 1.102

Dacă aerul în urcare nu poate depăși denivelările, se creează condiții de umiditate pe o latură și de deșert pe cealaltă (Platoul Tibetan este un deșert de mare altitudine din cauză că umezeala nu poate depăși lanțul munților Himalaia).

Precipitațiile de relief produc nori subțiri generatori de burniță și se pot produce în orice parte a zilei.

c. Nori și precipitații produse de fronturi atmosferice.

Acestea se produc la întâlnirea maselor mari de aer (fronturi) de temperaturi diferite. Fronturile calde și reci de obicei nu se amestecă; frontul de aer cald, fiind mai puțin dens, urcă peste frontul de aer rece, se răcește în timpul urcării și prin condensare produce nori și precipitații (figura 1.103).

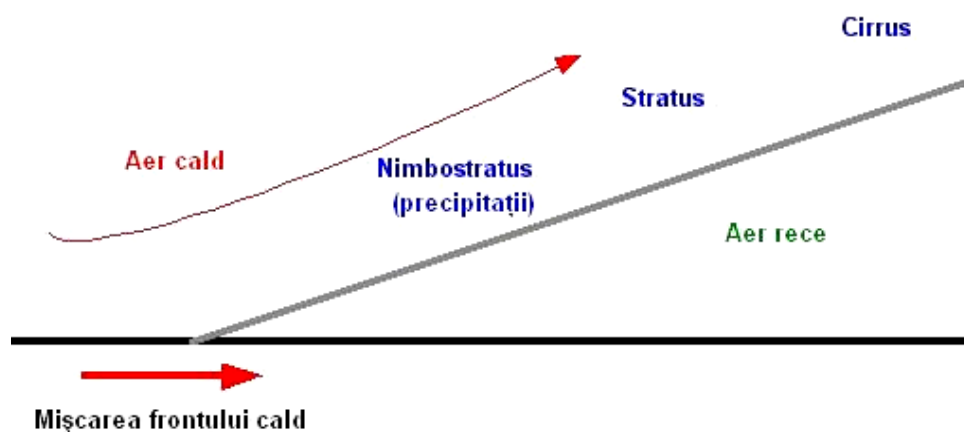


Figura 1.103

Producerea acestui tip de precipitații durează un timp relativ îndelungat. Primii nori care apar sunt nori Cirrus de mare altitudine; după un timp, norii se stratifică și coboară (stratus), pentru ca, în final, să devină joși și să-și modifice culoarea spre gri (nimbostratus). Precipitațiile produse durează mult (ore și chiar zile), nu depind de prezența sau absența Soarelui și se pot produce în orice perioadă a zilei sau nopții.

d. Nori și precipitații musonice.

Musonii reprezintă un fenomen geografic, produs de schimbarea ciclică a mișcărilor aerului pe parcursul unui an, în apropierea oceanelor. Pe durata sezonului rece, aerul de deasupra mării urcă și coboară deasupra uscatului, fără a produce nori sau precipitații. La o anumită dată, ciclul aerului se inversează: uscatul devine mai cald decât oceanul, aerul încălzit urcă deasupra uscatului, trece pe deasupra oceanului și coboară, revenind deasupra uscatului. Aerul care urcă deasupra uscatului este acum umed și prin condensarea la răcire produce nori și precipitații numite musonice (figura 1.104), de durată îndelungată (sezonieră) și bogate cantitativ. Fenomenele musonice se produc în anumite regiuni ale Pământului, India fiind unul dintre cele mai cunoscute exemple.

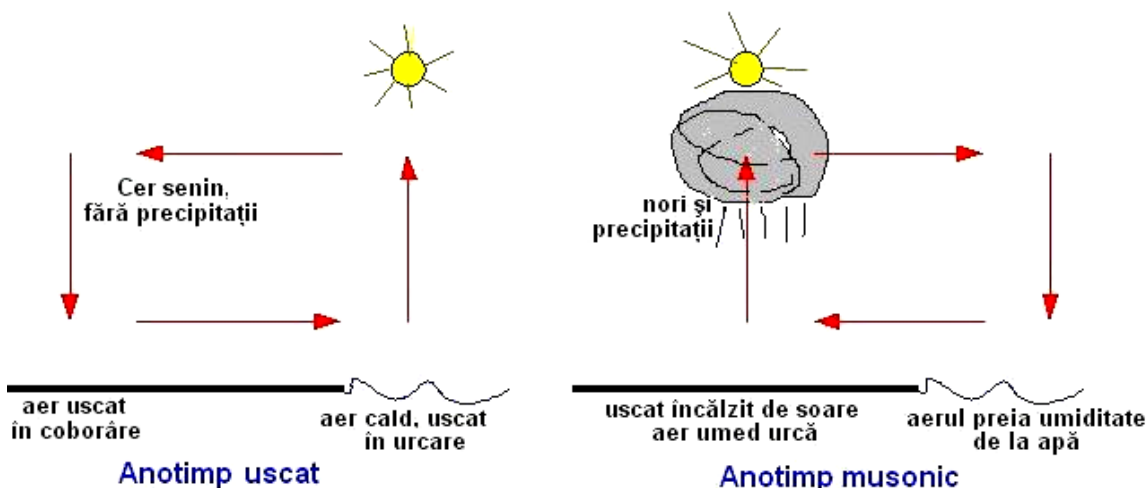


Figura 1.104

2.5 FENOMENE ELECTRICE ȘI MAGNETICE ÎN ATMOSFERĂ

Atmosfera nu este doar un amestec de gaze, vapori de apă și particule de aerosol neutru din punct de vedere electric; în atmosferă există sisteme destul de complexe de sarcini electrice, care au o evoluție complexă și generează un mare număr de fenomene electrice care influențează proprietățile atmosferei.

2.5.1 PRODUCEREA ELECTRICITĂȚII ATMOSFERICE

Electricitatea atmosferică este reprezentată prin sarcini electrice (electroni, ioni ușori și grei – pozitivi și negativi) și din mișcările sistemelor de sarcini electrice care formează un sistem complex de curenți electrice și de descărcări electrice.

Principalele mecanisme prin care se generează sarcini electrice în atmosferă sunt:

- ionizare produsă de **radiațiile cosmice**, radiații de mare energie, capabile să ionizeze atomii și moleculele din atmosferă, în special azotul și oxigenul. Ionizarea produsă de radiațiile cosmice depinde de altitudine de latitudine, de câmpul magnetic terestru și de activitatea solară ciclică, cu o perioadă de aproximativ 11 ani. Ionizarea produsă de radiațiile solare, în special de cele ultraviolete, se numește fotoionizare.
- ionizare produsă de radiațiile emise de **elementele radioactive** conținute în sol – uraniu, toriu (mult mai mare decât la suprafața oceanelor) și prezente în aer (în special radon). Acest mecanism predomină față de efectul radiațiilor cosmice până la înălțimea de circa 1 km.
- ionizare produsă prin **ciocnirile dintre particulele atmosferice**
- ionizare produsă de **descărcările și curenții electrice** prezenți în atmosferă.

Regiunea atmosferei care conține un număr mare de electroni și ioni se numește **ionosferă**, situată în termosferă și ocupând și o parte din mezosferă (50 – 400 km). În ionosferă, gazele sunt puternic ionizate, găsindu-se în starea substanței numită **plasmă**. La peste 2000 km se află **magnetosfera**, care conține particule electrizate din radiația cosmică și vântul solar; în partea superioară se află centurile de radiații (Van Allen și Vernov), cu rol de protecție a suprafeței Pământului, prin efectul de „capcane magnetice” asupra radiațiilor cosmice.

Datorită sarcinilor electrice conținute, ionosfera are o conductivitate electrică mult mai mare decât celelalte straturi atmosferice. În ionosferă se află câteva straturi care afectează

radiocomunicațiile, prin reflexia și absorbția diferitelor tipuri de unde radio, descrise la paragraful refracția atmosferică (straturile F_2 , F_1 la altitudini de la 400 la 200 km, stratul E la altitudini de la 150 la 90 km, stratul D la altitudini de la 90 la 50 km)

Suprafața Pământului este încărcată cu sarcini electrice negative, în valoare de circa 10^6 C, iar atmosfera conține o sarcină pozitivă de aceeași valoare. Intensitatea câmpului electric scade cu înălțimea, de la 120 V/m în apropierea suprafeței terestre la 0,3 V/m la înălțimea de 30 km; între ionosferă și suprafața Pământului există o diferență de potențial de circa 250 kV; aceste valori caracterizează așa numitul **câmp electric de vreme frumoasă** în apropierea Pământului (figura 1.104).

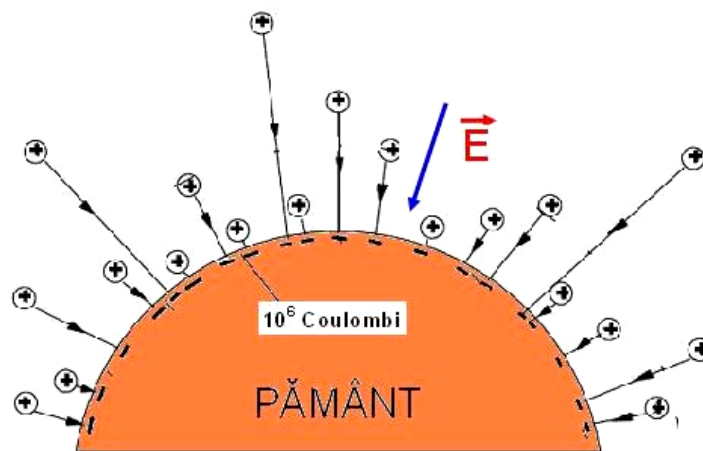


Figura 1.104

Atmosfera conține sarcini electrice care, în prezența unui câmp electric sunt supuse unei forțe electrice (asupra unei sarcini electrice q un câmp electric de intensitate E produce o forță electrică $F = q \cdot E$); mișcarea sarcinilor electrice reprezintă un curent electric. Între două puncte între care există o diferență de potențial U și o rezistență electrică R , se produce un curent electric de intensitate $I = \frac{U}{R}$

(legea lui Ohm). Stratul atmosferic dintre suprafața terestră și ionosferă are o rezistență de aproximativ 250 Ω , iar diferenței de potențial de 250 kV îi corespunde un curent electric de aproximativ 1000 A între ionosferă și suprafața terestră (curent electric de vreme frumoasă, care transportă sarcini negative – electroni de la suprafața terestră spre atmosferă). Prin acest curent, diferența de potențial dintre suprafață și ionosferă se micșorează; cum valorile diferenței de potențial sunt staționare, trebuie să existe un mecanism care să genereze sarcini electrice, compensându-le pe cele care s-au deplasat la formarea curentului. Acesta este reprezentat de **radiația cosmică (vântul solar) și descărcările electrice care se produc în timpul furtunilor (fenomene orajoase)**. Acestea se comportă ca un generator de curent, care formează un curent invers de 1000 A prin transportul sarcinilor negative spre suprafața terestră, compensând curentul de vreme frumoasă. Aceste procese reprezintă **circuitul electric global** menținut între suprafața terestră și straturile ionizate ale atmosferei și reprezentat în figura 1.105.

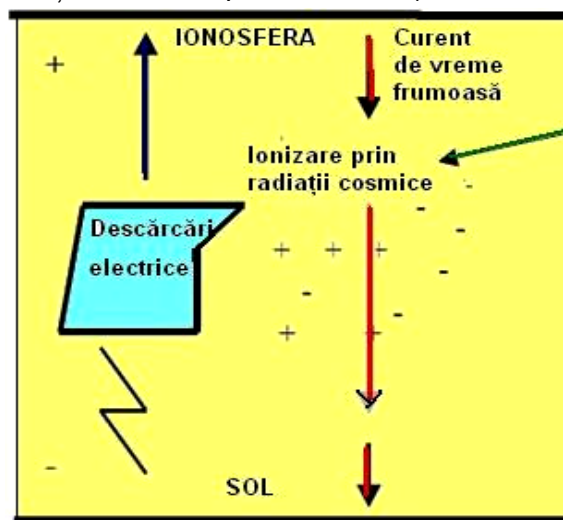


Figura 1.105

Circuitul electric global conține următoarele tipuri de curenți:

- **curentul de conducție** care apare sub influența câmpului electric de vreme frumoasă, orientat dinspre atmosferă spre Pământ și are valoarea $2,9 \cdot 10^{-10}$ A/cm²;

- **curentul de difuzie al ionilor**, produs pe verticală, prin transportul ionilor din regiunile în care aceștia au o concentrație mai mare spre cele cu concentrație mai mică;
- **curentul de convecție** produs prin deplasarea ionilor conținuți în masele de aer care se deplasează pe verticală, cu valoarea de circa $2,8 \cdot 10^{-18} \text{ A/cm}^2$;
- **curentul precipitațiilor**, datorat mișcării picăturilor de apă și cristalelor de gheață, care au sarcini electrice pozitive și negative. Are valoarea de $10^{-12} - 10^{-13} \text{ A/cm}^2$;
- **curentul fenomenelor orajoase**, are cea mai mare intensitate și se produce în cursul descărcărilor electrice atmosferice.

2.5.2 DESCĂRCĂRI ELECTRICE ÎN ATMOSFERĂ

Descărcările electrice se produc prin mișcarea sarcinilor electrice între corpurile între care există o diferență de potențial suficientă pentru ca aceste sarcini să străbată mediul dintre corpurile (tensiune de străpungere a mediului, sau tensiune de amorsare a descărcării). Între diferite regiuni din atmosferă, între părți ale norilor, între nori și suprafața terestră, diferența de potențial poate atinge valoarea la care să se producă descărcări electrice, prin străpungerea stratului de aer dintre acestea.

Principalele tipuri de descărcări electrice care se produc în atmosferă sunt următoarele:

a) Fulgerele

Sunt descărcări electrice de tipul scânteie electrică ce se produc la diferențe de potențial de 200 – 300 kV. Se pot produce între nori, între nori și Pământ (fulgere liniare), în interiorul norilor (fulgere difuze), în unele straturi atmosferice, după producerea fulgerelor liniare (fulgere globulare), care au forma unor sfere cu dimensiuni de ordinul zecilor de centimetri și care, după câteva secunde dispar, producând explozii datorită gazelor puternic încălzite pe care le conțin.

Norii care produc fenomene orajoase sunt de tipul Cumulonimbus, cu extensie verticală mare, de câțiva kilometri; se produc în special în anotimpul călduros, după amiaza deasupra uscatului și noaptea deasupra uscatului. În structura norilor există ioni pozitivi și negativi în mișcare, care generează câmpuri electrice locale și diferențe de potențial mari între regiunile norului și între nori și suprafața terestră sau alți nori. Sarcinile pozitive ale norului se concentrează în vârful acestuia, în regiunea centrală și la baza norului predomină sarcinile negative (se consideră că, prin ciocniri între cristalele ușoare de gheață și picăturile fine de apă din nor, cristalele ușoare se electrizează pozitiv și urcă spre partea superioară, respectiv picăturile și cristalele grele se electrizează negativ și coboară la baza norului). Uneori, la baza norului se formează sarcini pozitive, produse de picături electrizate pozitiv și sub influența sarcinilor negative de pe suprafața Pământului. Sarcinile electrice negative de la baza norului atrag pe suprafața solului sarcini pozitive, descărcările producându-se între punctele cele mai apropiate, între care există o diferență de potențial maximă; de aceea fulgerele lovesc punctele mai înalte de pe suprafață, pe care se montează de obicei circuite care captează și conduc spre pământ descărcarea (paratrăsnete).

Producerea fulgerului începe cu o descărcare slabă (descărcare lider), de obicei neobservabilă, ce se propagă cu viteze de peste 300 km/s, care se extinde (se ramifică) în aerul ionizat, urmată de o serie de predescărcări, care se succed la intervale foarte scurte de timp, formând în cele din urmă o descărcare puternică. Fulgerele liniare între nori și sol au lungimi de 2 - 3 km, iar descărcările între nori pot depăși 20 km.

Fulgerul se produce prin mișcarea electronilor și ionilor printr-un canal de descărcare cu diametrul de 5 – 60 cm, care prezintă ramificații; canalul de descărcare reprezintă traiectoria de rezistență minimă, pe care se propagă descărcarea electrică. După descărcarea inițială spre pământ, se produce de obicei o descărcare de intensitate mai mare și mai luminoasă dinspre pământ spre nori (descărcare de revenire). Deplasarea rapidă (cu durata de ordinul

microsecundelor) a sarcinilor electrice prin canalul fulgerului (poate atinge viteze de zeci de mii de km/s), formează curenți de intensități foarte mari (de ordinul 30 kA, ajungând chiar la 120 kA) și degajă energii de ordinul 500 MJ, care pot avea efecte distrugătoare; de obicei, pe canalul unui fulger se produce un număr mare de descărcări (până la câteva zeci), la intervale de timp extrem de scurte, astfel încât ele nu pot fi de obicei percepute distinct. De-a lungul canalului fulgerului temperatura poate atinge valori de peste 20 000 °C, producând creșterea bruscă a presiunii aerului, care generează unde sonore de șoc de intensitate mare (tunete).

Plasma din descărcările electrice sub formă de fulger emite radiații luminoase, dar și unde radio și radiații X, contribuind la generarea sarcinilor electrice care formează circuitul electric global.

Formarea fulgerelor între nori și între nori și suprafață este prezentată în figura 1.106, iar în figura 1.107 sunt prezentate fotografiile ale unor fulgere.

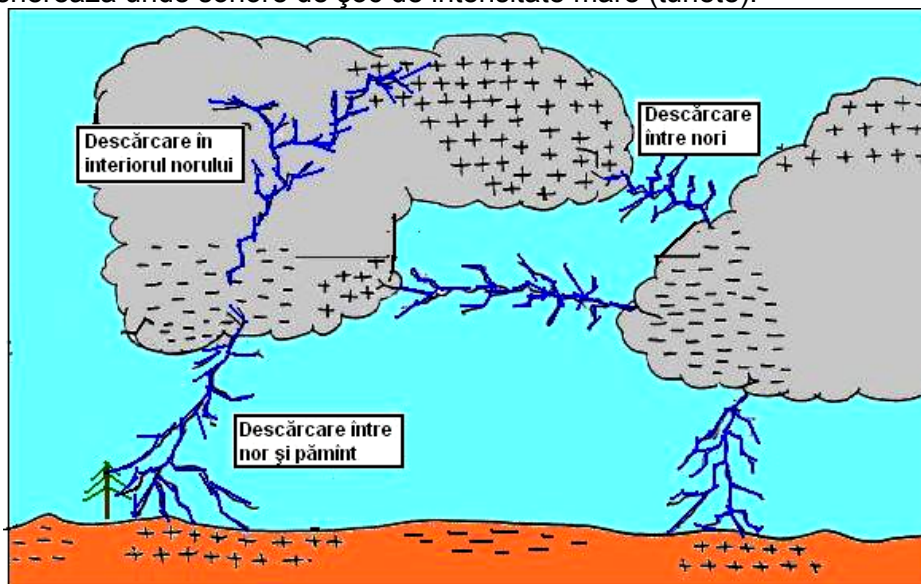


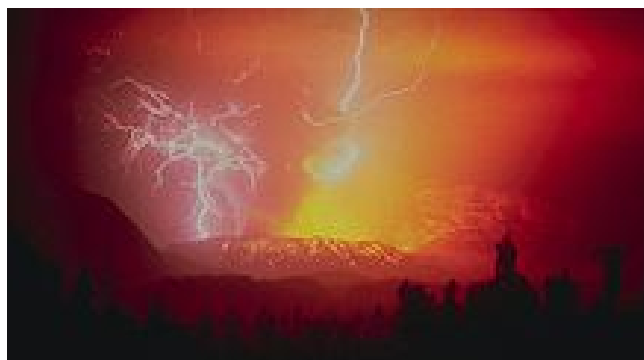
Figura 1.106



a. fulgere nori – sol și nor - nor



b. fulgere între părți ale norului



c. fulgere produse la erupții vulcanice

Figura 1.107

b) Descărcări luminoase în atmosfera înaltă

Denumite și **fenomene luminoase tranzitorii efemere** sau **tranzitorii (TLE – transient luminous event)**, sunt descărcări electrice cu efecte luminoase care se produc în straturile superioare ale atmosferei și prezintă caracteristici diferite față de fulgerele care se produc în troposferă; mecanismele de producere și proprietățile nu sunt explicate în întregime.

Astfel de descărcări sunt (figura 1.108):

Descărcările **Sprite** (spiriduși), observate în 1989, apar deasupra regiunilor unde au loc furtuni, la înălțimi de peste 60 km, au forma unor ciorchini de scântei, sub care se află ramuri ce se extind pe distanțe de zeci de kilometri și însoțesc fulgerele care se produc între norii de furtună. Partea cea mai strălucitoare conține radiații de culoare roșie, generate de atomii excitați de azot.

Descărcările **Elves** (elfi – spirite ale aerului în unele mitologii), de fapt acronimul pentru **E**mission of **L**ight and **V**ery Low Frequency Perturbations from **E**lectromagnetic Pulse **S**ources - emisii luminoase și perturbații de frecvență foarte scăzută generate de surse de pulsuri electromagnetice, denumire care sugerează aparența și modul de producere al acestor descărcări.

Observate în 1990, apar sub forma de halou luminos turtit, care se extinde pe distanțe de ordinul sute de kilometri deasupra zonelor în care au loc furtuni, care durează un timp foarte

scurt, de ordinul milisecundelor. Descărcările sunt colorate în nuanțe de roșu, sunt generate prin excitarea atomilor de azot în urma ciocnirilor cu electroni accelerați de pulsările de tensiune produse în timpul furtunilor.

Descărcările **Blue jets (jeturi albastre)**, observate în 1994, apar la vârful norilor de furtună și constau în jeturi de electroni care urcă cu viteze foarte mari (sute de km/s) sub formă de con, până la înălțimi de 40 – 50 km, în straturile inferioare ale ionosferei, unde dispar, asemănător cu fumul care iese pe un coș. Efectele optice pe care le produc sunt de câteva ori mai strălucitoare ca descărcările Sprite și se produc mai rar decât acestea.

Spre deosebire de celelalte tipuri de TLE, producerea jeturilor albastre nu pare a fi legată de existența fulgerelor, ci mai degrabă de precipitații și grindină. Culoarea descărcării este dată de emisiile în domeniul albastru și ultraviolet ale moleculelor neutre și ionizate de azot atmosferic.

Descărcări **Trolls (Transient Red Optical Luminous Linear Source)**, apar deasupra norilor, de obicei după descărcările Sprite și constau în luminescențe cu tentă roșie care urcă, asemănător jeturilor albastre.

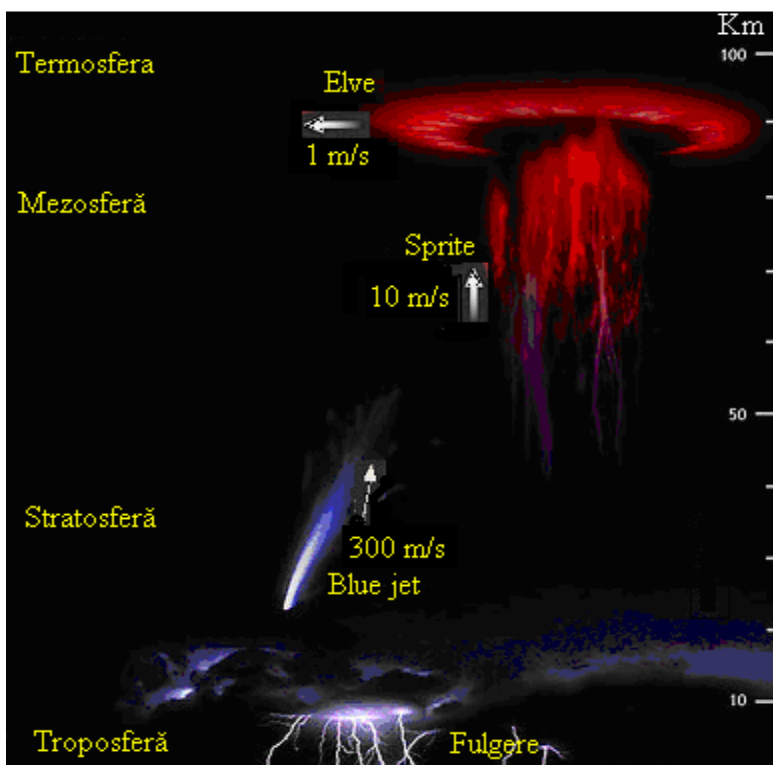


Figura 1.108

c) Alte tipuri de descărcări electrice în atmosferă

S-au evidențiat și alte tipuri de descărcări electrice în atmosferă, mecanismul și proprietățile lor nefiind complet elucidate în prezent.

Focurile Sfântului Elm – sunt descărcări luminescente vizibile de culoare albastru – mov în jurul vârfurilor ascuțite ale unor obiecte în contact cu pământul și aflate într-un câmp electric intens (vârfuri de paratrăsnete, clădiri, copaci, catargele unor ambarcațiuni și chiar în jurul animalelor și oamenilor). Se produc în jurul vârfurilor ascuțite, unde câmpul electric este mai intens și ionizează moleculele de oxigen și azot din aer (plasmă – substanță în stare ionizată într-un anumit grad), acestea generând fenomene de luminiscentă. Această descărcare electrică este cunoscută ca descărcare Corona.

Descărcări **Tipps (Trans Ionospheric Pulse Pairs)**, constau în emisii de pulsuri de unde radio de frecvență mare, de putere mult mai mare decât undele radio emise de fulgere, induse probabil de fascicule de electroni de mare energie.

Descărcări **Down chorus**, unde electromagnetice generate de electroni accelerați proveniți din centurile de radiații ale Pământului.

Descărcări **Whistler** care constau în unde electromagnetice de frecvență joasă (unde radio) care apar ca urmare a fulgerelor.

Descărcări **Hiss** formate din unde electromagnetice de frecvență foarte joasă produse în regiunile atmosferice care conțin gaze ionizate în stare de plasmă (ionosferă, magnetosferă).

Folosind receptori radio adecvați, ultimele tipuri de descărcări se evidențiază sub forma unor sunete specifice.

2.5.3 EFECTE ATMOSFERICE ALE MAGNETISMULUI TERESTRU

Câmpul magnetic terestru

Câmpul magnetic al Pământului este oarecum asemănător cu al unui magnet permanent (figura 1.109) sau cu al unui solenoid (figura 1.110).

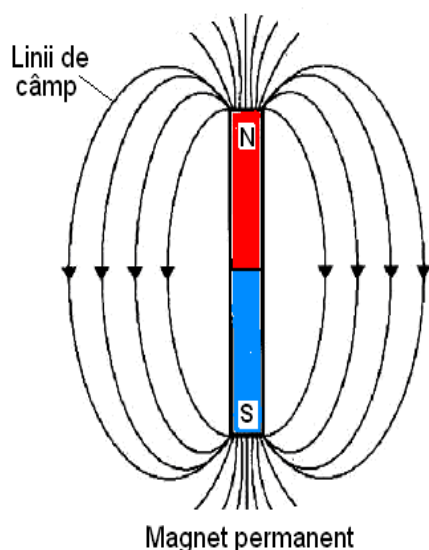


Figura 1.109

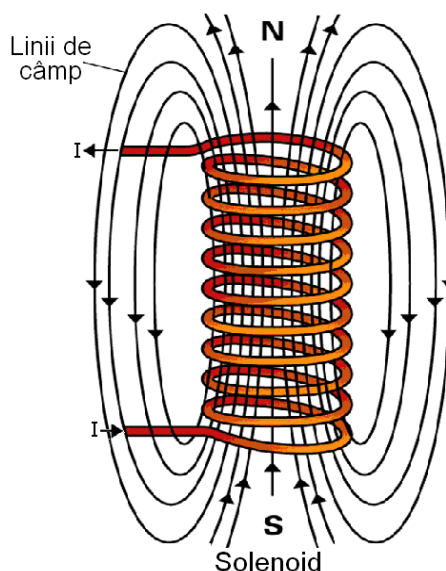


Figura 1.110

Câmpul magnetic terestru poate fi considerat ca fiind produs de un dipol magnetic, cum este cel reprezentat în figura 1.109, aflat în apropierea centrului Pământului; dipolul are o axă care, la intersecția cu suprafața terestră determină **polii geomagnetici** tereștri (nordul geomagnetic în apropierea sudului geografic și sudul geomagnetic în apropierea nordului geografic); axa dipolului magnetic este înclinată cu $11,5^\circ$ față de axa geografică terestră. **Polii magnetici** sunt punctele de pe suprafața pământului în care liniile câmpului magnetic terestru sunt riguros verticale și nu coincid riguros cu polii geomagnetici, deoarece câmpul magnetic terestru diferă totuși de câmpul magnetic al unui dipol (figura 1.111).

Inducția câmpului magnetic are valori cuprinse între 30 și 60 μT (microtesla), cu variații locale. De asemenea, polii magnetici se deplasează neregulat pe suprafața terestră cu circa 15 km anual și nu sunt riguros opuși.

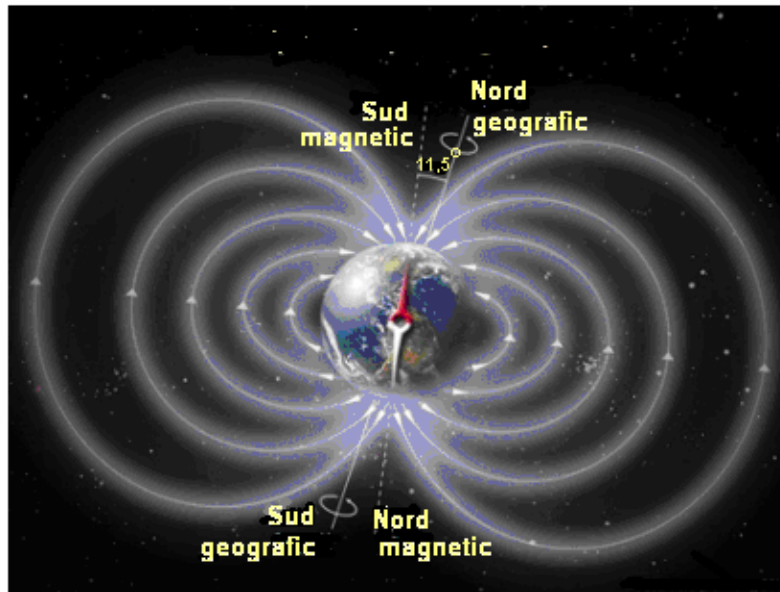


Figura 1.111

Natura și mecanismul generării câmpului magnetic terestru nu sunt în prezent elucidate pe deplin. Conform teoriei hidrodinamice de dinamo, considerată ca explicând într-un mod acceptabil magnetismul terestru, acesta se datorează curenților electrici care se formează în volumul de fier topit aflat în nucleul intern al pământului. Acțiunea forței Coriolis generată de rotația Pământului orientează acești curenți sub formă de spire pe direcția axei terestre, care induc câmpuri magnetice în fluidul topit, întreținând câmpul magnetic creat.

Liniile câmpului magnetic terestru înconjoară planeta formând magnetosfera. Forma acesteia este influențată de particulele electrizate aflate în ionosferă, precum și de cele care formează vântul solar (figura 1.112).

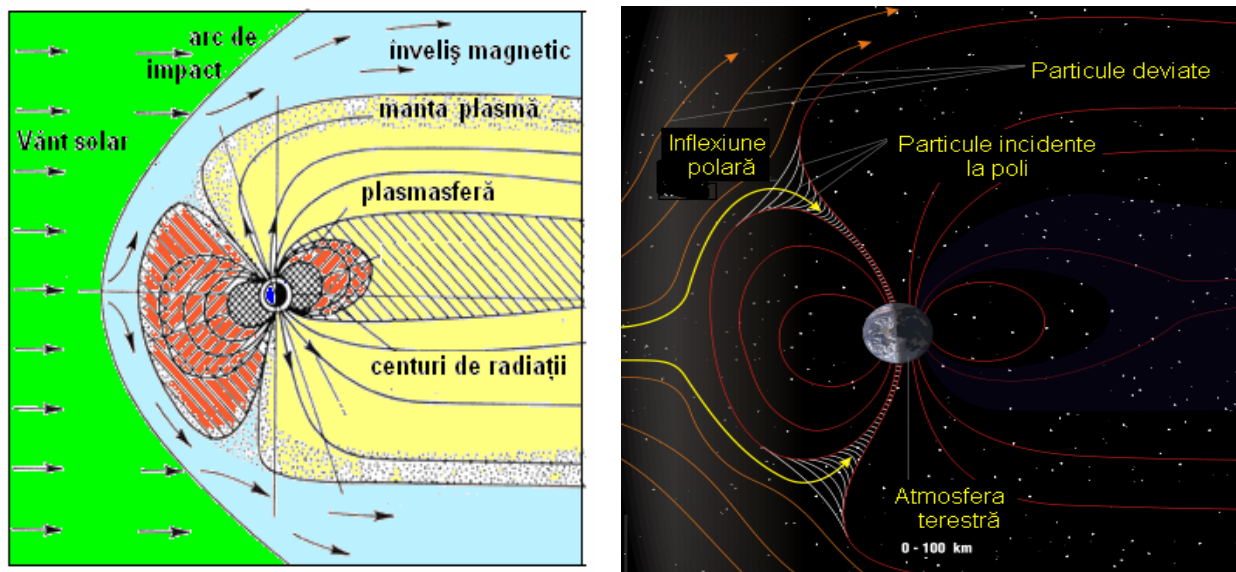


Figura 1.112

Liniile de câmp magnetic captează particulele electrizate din apropierea Pământului; acest fenomen se explică astfel:

Asupra unei particule electrizate cu sarcina q , aflată în mișcare cu viteza $\vec{v}$ perpendiculară pe liniile de câmp (pe vectorul inducția câmpului magnetic $\vec{B}$), câmpul magnetic acționează cu forța Lorentz $\vec{F}_L = q\vec{v} \times \vec{B}$, care imprimă particulei o mișcare circulară (figura 1.113), având raza $R = \frac{mv}{qB}$ și frecvența $\nu = \frac{qB}{2\pi m}$.

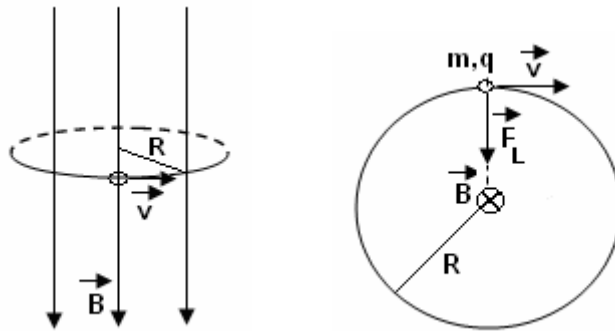


Figura 1.113

În cazul în care viteza particulei este înclinată sub un unghi α față de inducția câmpului magnetic, traiectoria particulei este elicoidală (spirală în jurul liniilor de câmp) – figura 1.114.

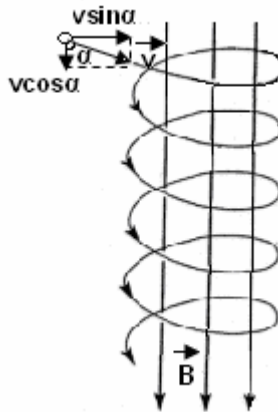


Figura 1.114

Prin acest mecanism, particulele electrizate energetice care formează vântul solar sunt captate de câmpul magnetic în diferite moduri:

- particulele ocolesc Pământul, magnetosfera reprezentând un scut protector față de particulele periculoase (figura 1.115);
- particulele sunt menținute în anumite zone din spațiul aflat în jurul Pământului, formând centurile de radiații Van Allen, câmpul magnetic formând „capcane magnetice” pentru particulele electrizate (figura 1.116);

- particulele cu energii mari ating suprafața terestră, mai ales în regiunile aflate în apropierea polilor, unde sunt dirijate prin rotația în jurul liniilor de câmp, unde produc și unele efecte luminoase și protejând astfel cea mai mare parte a suprafeței Pământului.

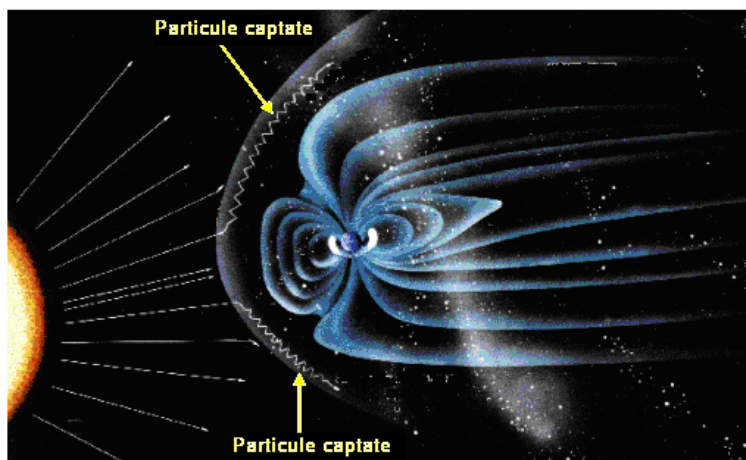


Figura 1.115

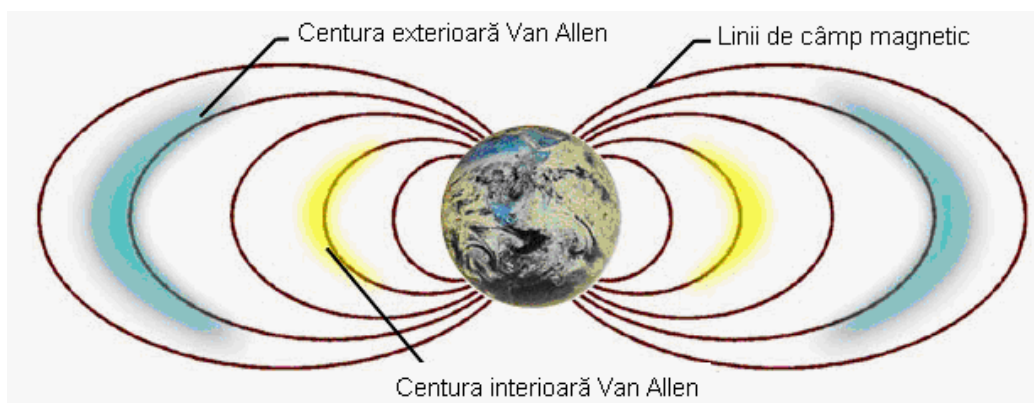


Figura 1.116

Centurile de radiații Van Allen sunt regiuni de formă toroidală care înconjoară Pământul și conțin particule energetice captate de magnetosferă. Se disting două centuri de radiații:

- **centura interioară**, se află la distanțe cuprinse între 600 și 6500 km, conține predominant protoni cu energii de ordinul 10 – 50 MeV, produși prin ciocnirile dintre radiația cosmică și atomii din atmosferă. Centura interioară mai conține și electroni (care generează aurore polare când ajung în atmosferă) și atomi de oxigen cu energii mai mici (sub 100 keV).
- **centura exterioară**, la altitudini de 10000 – 65000 km, conține în mod predominant electroni, dar și protoni, ioni de oxigen și nuclee de heliu. Particulele au energii sub 1 MeV și formează o serie de curenți în jurul centurii exterioară.

Aurorele polare

Aurorele sunt fenomene luminoase produse de ciocnirile dintre particulele de mare energie conținute de vântul solar (care sunt captate de câmpul magnetic al Pământului și dirijate spre regiunile polare) și atomii din regiunile superioare ale atmosferei (la înălțimi de circa 80 km). În urma acestor ciocniri, atomii gazelor atmosferice primesc energie pe care o emit sub formă de radiații (prin fenomenul de fluorescență), atât în domeniul vizibil, cât și în domeniile

infraroșu, ultraviolet și X. În domeniul vizibil predomină radiații de culoare verde și diferite nuanțe de roșu, caracteristice radiațiilor emise de atomii de oxigen și azot din atmosferă (figura 1.117) Fenomenele sunt mai pregnante în perioadele de activitate solară mai intensă, care se repetă cu o perioadă de 11 ani.



Figura 1.117 – aurore polare

Inversarea polarității câmpului magnetic terestru

Există foarte multe determinări științifice, bazate mai ales pe studiul proprietăților magnetice ale rocilor, care indică faptul că, de-a lungul istoriei geologice a Pământului, polaritatea câmpului magnetic terestru s-a schimbat de mai multe ori, la intervale cuprinse între zeci de mii și milioane de ani, cu o perioadă medie de 300 000 de ani, din cauze care nu sunt cunoscute. Ultima inversare a polilor magnetici a avut loc acum circa 780 000 de ani.

S-a constatat că în prezent, câmpul magnetic terestru este într-o scădere care pare a fi accelerată. Acest fapt sugerează că se apropie o nouă perioadă de inversare a polarității câmpului magnetic terestru. Se știe că înainte de schimbarea polilor, câmpul magnetic al Pământului slăbește pana când ajunge aproape de zero, după care se inversează și devine din nou foarte puternic (câmpul magnetic nu se poate anula complet, polii magnetici devin multipli și

Își schimbă rapid poziția pe durata propriu zisă a inversiunii, estimată la ordinul a câtorva sute până la câteva mii de ani) – figura 1.118. În istoria Pământului au existat fluctuații accentuate ale intensității câmpului magnetic terestru, fără a se produce inversiuni de fiecare dată.

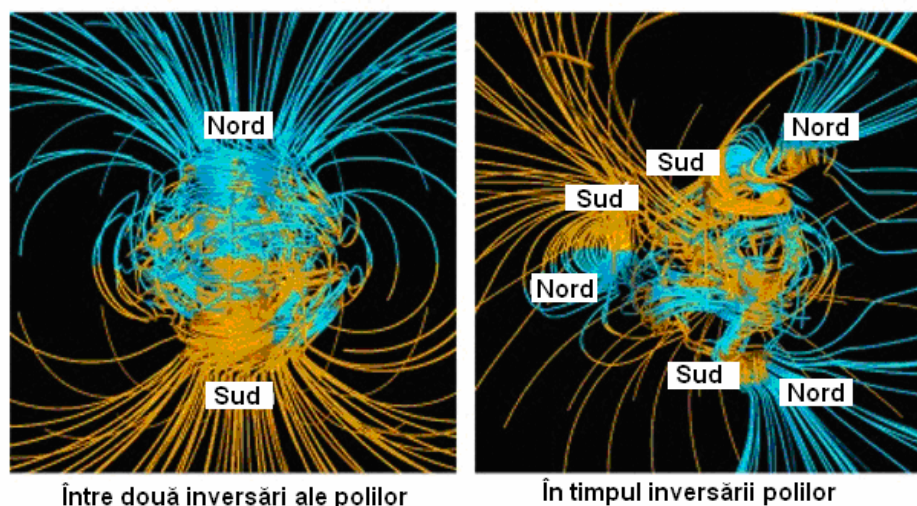


Figura 1.118

Studiile făcute pe roci vechi au arătat faptul că în ultimii 4000 de ani el a slăbit cu peste 50%, numai în ultimul deceniu suferind o scădere de 5% în intensitate. În Atlanticul de Sud și în America de Sud câmpul este deja 30% sub media globală fapt ce creează probleme sateliților ce traversează zona. Alte semne ale apropierii fenomenului sunt: extinderea aurorelor polare sau problemele observate de columbifili în ce privește capacitatea de orientare a porumbelilor.

O primă consecință a slăbirii câmpului magnetic terestru o vor reprezenta furtunile electromagnetice și valul de radiații solare care vor afecta, în primul rând, sateliții artificiali ai Terrei, comunicațiile și rețelele de transport al energiei electrice; pentru sateliții care se află deasupra atmosferei, câmpul magnetic planetar este singurul scut protector împotriva particulelor aduse de vântul solar. Este motivul pentru care aparatele se defectează când trec printr-un câmp magnetic slab. Se estimează că, chiar dacă scade mult câmpul magnetic terestru, vântul solar induce un câmp magnetic considerabil în straturile electrizate ale ionosferei, care păstrează un rol de protecție a suprafeței.

Inversarea polarității câmpului magnetic terestru poate avea consecințe îngrijorătoare care includ mărirea găurilor de ozon din atmosferă, modificarea nivelului oceanului planetar, căderea rețelelor de electricitate sau punerea în dificultate a păsărilor migratoare sau a altor animale precum rechinii. Intensificarea radiațiilor pe suprafața Pământului poate genera mutații genetice sau chiar extincția unor specii. De când exista omul (*homo erectus* și strămoșii săi), Pământul a înregistrat câteva inversări ale axei magnetice. Nu exista măsurători precise care să indice modul cum se desfășoară acest fenomen. Istoria rocilor arată că răsturnarea e însoțită de o activitate seismică crescută, de furtuni și valuri uriașe pe mari și pe oceane, precum și de schimbări rapide ale climei. Capacitatea de adaptare a multor specii, printre care și omul, va face ca acestea să poată supraviețui unei noi inversări polarității câmpului magnetic terestru.

POLUAREA SI DEPOLUAREA ATMOSFEREI

3. POLUANȚI AI ATMOSFEREI ȘI EFECTELE LOR

3.1 POLUAREA ATMOSFEREI

Poluarea atmosferei este cauzată de unele **surse naturale** (erupții vulcanice, respirația organismelor, fenomene de putrefacție etc.) și **artificiale**, rezultate în urma activităților umane.

În funcție de starea de agregare, poluanții atmosferei se clasifică în:

- **poluanți gazoși**: (peste o anumită limită), CO (dioxid de carbon), SO₂ (dioxid de sulf), NO_x (oxizi de azot), H₂S (hidrogen sulfurat), Cl₂ (clor), NH₃ (amoniac), O₃ (ozon), compuși organici volatili (C.O.V.) etc.;

- **poluanți lichizi**: hidrocarburi și solvenți organici în stare de vapori sau sub formă de ceață (sistem dispers de aer și vapori sub formă de picături foarte fine);

- **poluanți solizi**: praf (pulberi de natură diferită) sub formă de particule solide cu dimensiuni variabile (0,01 – 1microni) fin dispersate în aer; un loc aparte îl ocupă aerosolii, care reprezintă sisteme disperse de aer și picături lichide grele (vapori de metale, oxizi metalici, NaCl solidă).

După natura lor, poluanții pot fi: **organici și anorganici**.

Principalii poluanți anorganici din aer sunt: sulful, azotul, hidrogenul sulfurat, acidul clorhidric, compuși ai clorului, fosforului, arsenului, dar și mercur, plumb, beriliu, cadmiu, cupru, poluanți formați prin procese fotochimice etc.

Poluanții organici sunt: fitocidele (substanțe organice volatile), metanul, hidrocarburile etc.

Principalii poluanți atmosferici care sunt eliminați în urma activităților industriale și a transporturilor sunt:

Monoxidul de carbon (CO). Aproape întreaga cantitate de monoxid de carbon care poluează aerul orașelor provine din gazele de eșapament ale automobilelor. Organizația Mondială a Sănătății (O.M.S.) a constatat că monoxidul de carbon atinge cu regularitate concentrații nocive care pot cauza nașterea unor copii cu sub-greutate și înmulțirea cazurilor de deces perinatal și de deteriorări cerebrale, în funcție de concentrația de poluanți și de perioada în care femeia gravidă a fost expusă acestora. Astfel, strategiile de reducere a cantității de monoxid de carbon implică în principal controlul asupra emisiilor auto, anume prin catalizatoare care transformă o bună parte a monoxidului de carbon în dioxid de carbon.

Aceste instalații au diminuat în mod substanțial conținutul de monoxid de carbon din aerul orașelor. În Japonia acesta a fost redus cu aproximativ 50% între anii 1973-1984, iar în SUA reducerea a fost de 28%, între anii 1980-1989, cu toate că numărul total de kilometri parcurși a crescut cu 39%. În schimb, în majoritatea țărilor aflate în curs de dezvoltare, concentrația de

monoxid de carbon crește pe măsură ce circulația rutieră se intensifică. Organizația Mondială a Sănătății apreciază că aproximativ jumătate din orașele lumii au suferit de pe urma concentrării prea mari de monoxid de carbon.

Oxizi de azot (NO_x). Aceștia rezultă datorită căldurii create din combustibili fosili, aceasta cauzând combinarea oxigenului și azotului din aer. Oxizii de azot prezintă pericole multiple. Ei cauzează leziuni pulmonare. După reacția petrecută în atmosferă, se formează particule foarte fine de nitrați care pătrund în alveolele pulmonare din plămân. Acestea se combină cu apa (din atmosferă sau din plămân) și formează acizi. Pe de altă parte, oxizii de azot din atmosferă reacționează la soare cu particule nearse de carburanți din gazele de eșapament, formând împreună cu ozonul și cu aldehidele, peroxiacetilnitratul (PAN), în imediata apropiere a solului, acea “pâclă roșietică” care acoperă ca o cupolă majoritatea metropolelor.

Dioxid de sulf (SO₂). Acesta rezultă în bună parte prin arderea combustibililor fosili – în principal a cărbunelui – pentru generarea curentului electric. Dioxidul de sulf, care în prezența vaporilor de apă devine un gaz acid și incolor, poate declanșa accese de astm, iar prezent fiind în atmosferă, el reacționează în continuare, formând particule fine și acizi.

Environmental Monitoring System, finanțat de O.N.U., aprecia în 1987 că două treimi din orașele lumii au în atmosferă o concentrație de bioxid de sulf care se află la limita stabilită de O.M.S. sau care o depășește

Particule aflate în suspensie, numite adesea pulberi; particulele solide din aer sunt cel mai evident gen de poluare și adesea cel mai periculos. O.M.S. aproxima, în 1987, că 70% din populația urbană a lumii respiră un aer în care concentrația de asemenea particule depășește limitele stabilite de OMS. Unele dintre aceste particule sunt evacuate prin coșurile fabricilor sub formă de fum negru, dar cele mai periculoase sunt particulele fine care pot pătrunde în alveolele pulmonare. Majoritatea conțin dioxid de sulf și oxizi de azot, transformându-se apoi în nitrați și sulfați. În unele orașe majoritatea particulelor din atmosferă rezultă din transformarea bioxidului de sulf în sulfați. În alte orașe predomină nitrații.

Hidrocarburile. Numite uneori și compuși organici volatili (C.O.V.) sau gaze organice reactive (G.O.R.), hidrocarburile din atmosferă sunt produse secundare ale arderii incomplete a combustibililor fosili. Alte hidrocarburi – dintre care unele cauzează leucemie, alte forme de cancer sau boli grave – provin de la substanțele folosite în curățătoriile chimice și în detergenții industriali.

Ozonul (O₃). Predominând în amestecul de poluanți, instituțiile de resort îl folosesc ca indice pentru concentrația de poluanți oxidanți din atmosferă. Ozonul este un oxidant atât de puternic, încât este folosit în epurarea avansată a apei potabile, pentru oxidarea chimică. Mulți

oameni de știință îl consideră a fi cel mai toxic dintre poluanți. El este atât de nociv, încât în cursul experimentelor de laborator, unul din fiecare zece voluntari trebuie scos din camera experimentală din cauza unor insuficiențe respiratorii. La animalele de laborator, ozonul cauzează cicatrizări și produce distrugerea celulelor asemănătoare cu cele care se constată la fumători. Datorită faptului că emisia de oxizi de azot și hidrocarburi a crescut, cantitatea de ozon, chiar în zonele rurale, s-a dublat și se apropie de concentrația toxică pentru multe specii de viețuitoare.

Plumbul. Acest metal greu, care este toxic sub toate formele, constituie un pericol deosebit pentru copii în vârstă de până la șase ani, care îl ingeră, de obicei sub formă de particule de vopsea desprinsă de pe pereți sau din atmosfera poluată de gazele de eșapament. Plumbul distruge celulele cerebrale, încetinește creșterea, reduce capacitatea de vorbire și de concentrare. Chiar expunerea la cantități mici de plumb generează deficiențe cerebrale. Conținutul de plumb din atmosferă este dat de emisia de gaze de eșapament, motiv pentru care acesta este prezent oriunde sunt folosite vehicule cu motoare cu ardere internă.

Chiar în țările în care benzina cu plumb nu mai este folosită, acest metal continuă să fie prezent în praf, ca urmare a emisiei acestuia timp de decenii. Astfel, în Mexico City, spre exemplu, șapte din zece nou-născuți au o concentrație de plumb în sânge care depășește concentrațiile maxime stabilite de O.M.S. Pe lângă plumb, o serie de alte substanțe toxice se adaugă conținutului de poluanți din atmosfera zonelor urbane, de la azbest și metale grele (precum cadmiul, arsenul, manganul nichelul și zincul) la o serie întreagă de compuși organici (benzen și alte hidrocarburi, aldehyde).

Ploile acide. Denumirea de “ploaie acidă” a fost folosită pentru prima dată de chimistul englez Robert Smith, într-un tratat care examina corelația dintre aerul poluat de deasupra Manchester-ului și aciditatea ploilor. Ploaia acidă este o precipitație cu pH sub 5,6 (cât este normal pentru precipitații). În majoritatea zonelor industriale ale Europei, ploaia acidă are pH-ul 4,5 – 5,5, iar în Italia a ajuns, în unele regiuni, până la 2,6 (mai mare decât aciditatea oțetului). Prima afectată de acest gen de poluare a fost Germania în care sindromul pădurilor muribunde a atins atât pădurile de foioase, cât și cele de rășinoase. În Franța, 5000 ha de pădure au fost grav atinse, iar alte 6000 ha dau semne de deteriorare. Cauzele sunt legate astăzi de poluarea atmosferei mai ales cu dioxid de sulf și oxizi de azot. Ploile acide atacă vegetația, în primul rând frunzele acestora (prin blocarea sistemului respirator și perturbarea proceselor de fotosinteză), dar și rădăcinile copacilor (prin neutralizarea elementelor nutritive din sol). Efectul ploilor acide este mai violent în zonele reci, unde concentrația de NH_3 este mai redusă, procesele de descompunere a materiei organice moarte fiind mai lente, iar solul are deja o reacție acidă. În

plus, efectul ploilor acide este resimțit și prin perturbarea echilibrului ecologic din lacurile aflate în zonele afectate, peștii fiind deosebit de sensibili la condițiile de viață (pH-ul mediului acvatic).

Un alt factor de risc îl constituie capacitatea ploilor acide de a “mobiliza” a o serie de metale din sol, precum aluminiul, elementul cel mai abundent din scoarța terestră, specialiștii evidențiind o posibilă legătură a acestui fenomen cu apariția unei boli degenerative, cu grave tulburări de memorie și dereglări ale funcțiilor mentale (boala Alzheimer).

3.2 EFECTE NOCIVE ALE POLUANȚILOR

Omul se află într-un permanent schimb de substanțe cu mediul, preluând și evacuând agenți chimici. În conformitate cu caracterul său de **sistem deschis**, în organismul uman pot apărea excese, lipsuri, în anumite substanțe, sau elemente chimice, sau pot apărea chiar intoxicații cu anumite elemente chimice, sau boli, tulburări provocate de excesele, sau insuficiențele unor substanțe în organism, sau în funcționalitatea unor organe.

Menționăm principalele efectele și rolul principalelor agenți chimici cu care organismul uman este în contact direct, sau este parte componentă a organismului uman și care influențează direct funcționarea și metabolismul acestuia.

Oxigenul O_2 : - cea mai importantă substanță pentru existența vieții pe Pământ. Organismul uman preia în repaus cca. 100 ml de oxigen la fiecare respirație. Lipsa de oxigen duce la o insuficiență respiratorie, insuficiență cardiovasculară și sanguină. Scăderea relativă a procentului de O_2 în funcție de temperatură și presiunea atmosferică, produce efecte de meteosensibilitate. Excesul de O_2 , ce poate interveni prin administrație artificială produce tulburări nervoase și respiratorii.

Ozonul O_3 – prezent în urme în atmosferă, prezintă o acțiune biologică care poate genera:

- alterarea concentrației celulare ARN și ADN, scăderea activității unor enzime, tulburări în dezvoltarea unor țesuturi adulte, modificarea capacității de răspuns al organismului la o serie de substanțe toxice,
- iritarea mucoaselor. Ozonul este un oxidant puternic, folosit pentru oxidarea chimică.

Azotul (N_2) – prezența azotului în organism este legată în compoziția proteinelor, ca element component. Efectele nocive determinate de oxizii de azot se exercită asupra căilor respiratorii, producând edem pulmonar acut, precum și producerea de fenomene de vasodilatație.

Amoniacul (NH_3) – este un gaz incolor, iritant, puternic înecăcios, larg răspândit în natură și în mediul locuit de om. Generat de industrie, cât și de descompunerea rezidului organic. Omul este nemijlocit în contact cu amoniacul.

Carbonul (C) – Carbonul stă la baza formării substanței organice prin fotosinteză și este constituent al tuturor țesuturilor vii. Dintre combinațiile carbonului în număr de peste 500.000, multe dintre ele sunt toxice sau sunt poluanți ai naturii:

- oxizi (CO și CO_2), hidrocarburile, aldehydele, acizi carboxilici, substanțele petroliere, pesticidele, detergenți, mase plastice.

Dioxidul de carbon (CO_2) – Poate constitui un agent toxic cu efect mortal la o concentrație de peste 10%. Exemplu: în cazul unor fermentații, emanații – apă minerală, mofete.

Monoxidul de carbon (CO) – rezultat printr-o combustie incompletă în prezența oxigenului, local ajunge la concentrații toxice acute și cronice. Pătrunderea în organism, absorbția este integrală datorită afinității hemoglobinei (din sânge) pentru monoxidul de carbon de 250 ori mai mare decât pentru oxigen. Prezența lui duce la: tulburări vizuale, afectarea sistemul nervos central, creșterea volumului de bătăi ale sistemului cardiovascular.

Fosforul (P) – importanța fosforului pentru organism este determinată de rolul său de constituent al organismului sub formă minerală (în sistemul osos și măsele) și sub formă organică ca acizi nucleici în toate țesuturile organelor; aportul insuficient de fosfor duce la rahitism, producerea cariilor. Efecte toxice: o formă alotropică a fosforului, care se oxidează cu ușurință produce intoxicații generat în anumite circumstanțe de muncă, de exemplu la fabricarea chibriturilor; provoacă moartea fătului; boli de ficat și rinichi, ale sistemul nervos, tulburări metabolice, slăbiciune, oboseală.

Fosfatul de calciu este prezent în toate celulele și fluidele corpului uman. Este un component important al sucurilor gastrice, precum și al oaselor și dinților; *fosfatul de magneziu* este prezent în oase, dinți, creier, sânge, celule nervoase și musculare, Excesul sau carența pot cauza: crampe, nevralgii, colici și junghiuri; *Fosfatul de sodiu* emulsifică acizii grași și menține solubilitatea acidului uric în sânge. Excesul sau carența pot cauza icter.

Calciul (Ca) – se leagă de numeroase structuri și funcții ale organismului: intră în compoziția oaselor, dinților și altor organe, are rol în excitația și funcția sistemului nervos și în homeostazia mediului intern, care asigură funcția organelor și țesuturilor.

Scăzând concentrația de calciu, scade rezistența electrică de membrană a axonului și crește permeabilitatea la sodiu și scade acomodarea sistemului nervos. Calciul contribuie la metabolizarea fierului, deține un rol important în transmiterea impulsurilor nervoase, fiind un

tonic al sistemului nervos. Carența calciului prezintă rahitism, osteoporoză. Dozarea suplimentară pot conduce la hipercalcemii, constipații, riscuri de infecții urinare.

Stronțiul (Sr) – are un rol antirahitic și anticariogen și ajută la coagularea sângelui. Efecte nocive are stronțiul radioactiv, se fixează în oase, are perioada de înjumătățire de 30 ani, determină iradierea îndelungată a organismului.

Sodiul (Na) – are importanță în organismul uman, prin mineralizarea lichidului extracelular și păstrarea pH-lui în organism. Pierderea natriului din organism prin deshidratare (vărsături, transpirații, diaree) poate produce o concentrație hipotonică, în cazul excesului de Na duce la o concentrație hipertonică; acesta duce la: boli renale (nefroza), boli ale glandei suprarenale, hipertonie (tensiune ridicată).

Potasiul (K) – are importanță primordială în organismul uman, este primul cation din interiorul celulei, fiind constituent solid al protoplasmei. Carența de potasiu determină dezechilibru alimentar

Clorul (Cl) – prezent în organism sub formă de cloruri, este necesar pentru homeostazia și echilibrul osmotic.

NaCl (sarea gemă) produce hipercloremia prin dozare excesivă produsă prin ingestia de sare, ce duce la depozitare în țesuturi, generând edeme, respectiv boli renale, cardiace, hepatice.

Intoxicația cu clorură de sodiu, întâlnită în industria electrolizei sării produce bronhoconstricția, inhibiția mișcărilor respiratorii, senzații de arsură, iritație, sângerări, lăcrimări. Carența clorului duce la pierderea părului și a dinților

Sulfur (S) – este un element chimic important pentru om, având rol benefic în calitate de component al organismului. Compușii sulfurului au un rol toxic, mai ales cei anorganici (oxizi, acizi, sulfuri)

Sulfatul de calciu este constituent în cantități mici al țesuturilor conjunctive și celulelor hepatice. Excesul sau carența pot cauza erupții cutanate, abcese adânci sau ulcere cronice purulente.

Sulfatul de potasiu prezente în celulele care formează membranele pielii și cele care învelesc organele interne interacționează cu această sare. Deficitul sau excesul pot cauza erupții cutanate, senzații de greutate și dureri în membre.

Sulfatul de sodiu are acțiune ușor iritantă asupra țesuturilor și stimulează secrețiile naturale. Excesul sau carența pot determina febră scăzută, edeme, depresii și disfuncționalități ale vezicii biliare.

Fierul (Fe) – importanța sa în organism este dat de rolul său de transportor al oxigenului în organism. Deficitul de fier duce la anemie hipercronă, oboseală, tulburări morfofuncționale, digestive și ale ficatului.

Magneziul (Mg) are rol în constituția țesuturilor. Este necesar în metabolizarea vitaminei C., a calciului, fosforului, sodiului și a potasiului. Carența de magneziu duce la: tulburări de dezvoltare, tulburări de pigmentație, producerea sclerozelor vasculare, creșterea bolilor de inimă, deformări, iritații, inflamații.

Fluorul (F) - la concentrații mici are însușiri biologice pozitive, în menținerea sănătății dinților, doze mai mari induc boli (fenomene de intoxicație cronică, înglobate în termenul de fluoroză; Fluoroza osoasă duce la îngroșări peristorice, calcifieri ale ligamentelor, aspect rugos al oaselor. Clinic apar dureri articulare reumatice). Lipsa de fluor duce la osteoropoză. Rinichiul, glanda tiroidă și cordul sunt afectate în acest caz.

Fluorura de calciu se regăsește în toate țesuturile conjunctive ale corpului uman. Excesul sau carența pot cauza varice, apariția târzie a dinților, întinderi ale tendoanelor musculare, furunculoză și crăpături ale pielii.

Iodul (I) este important în organismul uman prin prezența lui în hormoni tiroidieni, asigurând funcționalitatea glandei tiroide. Cantitatea insuficientă poate determina încetinirea reacțiilor mentale, creșterea în greutate și lipsa de energie. Ajută la arderea excesului de grăsimi. Asigură sănătatea părului, a unghiilor, pielii și a dinților.

Bromul (Br) – este prezent în organismul uman. Funcțiile bromului în organism nu sunt încă pe deplin cunoscute. Se regăsește în glanda tiroidă, ficat, rinichi, inimă, splină și creier și are efect stimulator în cantități mici.

Cobaltul (Co) – importanța pentru om se leagă de prezența sa în compoziția materiei vii (intră în compoziția vitaminei B12 și a derivaților săi). Carența cobaltului generează anemii; lipsa cobaltului este generată de modul de viață vegetarian. Intoxicații cu cobalt se pot întâlni în zonele de exploatare ale cobaltului. La o concentrație de 10 – 20 mg/100 g devine toxic

Cromul (Cr) – contribuie alături de insulină la metabolizarea zaharurilor. Asigură mobilizarea proteinelor. Pe măsura înaintării în vârstă, organismul uman reține mai puțin crom. Carența cromului duce la ateroscleroză și diabet. Nu se cunosc efecte toxice produse de crom.

Manganul (Mn) – Contribuie la activarea enzimelor necesare pentru buna utilizare internă a vitaminelor B₁ și C. Este necesar pentru o bună digestie și asimilare a hranei. Carența duce la ataxie. Toxicitatea poate apărea în condiții industriale.

Zincul (Zn) – este un agent de circulație, supraveghind buna desfășurare a proceselor fiziologice și întreținerea sistemelor enzimactice și celulare. Este esențial pentru sinteza

proteinelor. Controlează contractibilitatea musculaturii. Carența zincului hipertrofia prostatei, ateroscleroza.

Cuprul (Cu) – este necesar pentru sintetizarea hemoglobinei. Îndeplinește un rol important în utilizarea eficientă a vitaminei C. Asigură absorbția fierului în organism. Lipsa cuprului poate genera anemie, edeme, defecte de conformație osoasă, posibil artrită reumatoidă. Prezintă rare efecte toxice.

Pentru organismul uman se prezintă toxice printre altele următoarele elemente: Plumb (Pb), Mercurul (Hg), Cadmiul (Cd), Siliciul (Si), Arsenul (As), Seleniul (Se).

3.3 PRINCIPALII POLUANȚI AI ATMOSFEREI ȘI METODELE DE CONTROL AL ACESTORA

3.3.1 PARTICULE MATERIALE (PULBERI)

MECANISME DE FORMARE

Modul în care particulele au luat naștere determină mărimea și compoziția acestora. Cele patru mecanisme de formare a particulelor materiale sunt următoarele:

1. **abraziune fizică (uzură prin frecare)** cum ar fi eroziunea produsă de vânturi; Compoziția și densitatea particulelor formate este identică cu materialul inițial și au mărimi de 1 – 10 μm .

2. **evacuarea particulelor rezultate în procese de combustie.** Rezultă diferite tipuri de cenuși, numite zburătoare (flying ashes), iar particulele conținute se situează între 1 – 100 μm .

3. **nucleația** (formarea, într-un mediu cu structură și compoziție definite, de germeni constituind centre de dezvoltare a unei noi faze, structuri fizice sau chimice cum ar fi dezvoltarea unei condensări, desublimări ori a unei cristalizări în gaze sau lichide) omogenă sau eterogenă; particulele materiale rezultă prin

astfel de transformări de fază și au dimensiuni 0,02 – 0,1 μm (prin nucleație omogenă), respectiv 0,1 μm prin nucleație eterogenă.

4. **evaporarea** picăturilor de lichid care conțin particule solide în suspensie sau dizolvate;

Sursele antropogenice ale pulberilor în suspensie sunt arătate în figura 2.1.

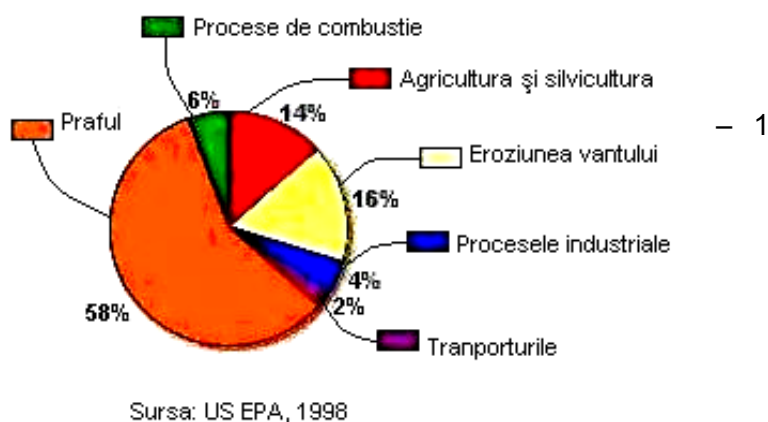


Figura 2.1

CARACTERISTICI

Principalele caracteristici ale particulelor materiale care alcătuiesc pulberile sunt:

- compoziția chimică, datorită căreia există particule neutre sau mai mult sau mai puțin toxice;
- dimensiunile, care determină comportarea și efectele particulelor în atmosferă, în dispozitivele de control și în căile respiratorii. În funcție de acest criteriu, particulele cu dimensiuni peste 10 μm formează categoria **pulberilor sedimentabile**, iar cele cu dimensiuni sub 10 μm (PM_{10}), în special cele cu dimensiuni sub 2,5 μm ($\text{PM}_{2,5}$) sunt denumite **pulberi în suspensie** și sunt responsabile într-o măsură mai mare de efectele adverse asupra sănătății decât cele sedimentabile. De aceea, pulberile în suspensie fac și obiectul principalelor categorii de dispozitive și sisteme de control destinate reducerii concentrației acestora în atmosferă.

În figura 2.2 este reprezentată distribuția particulelor materiale în funcție de dimensiunile acestora (distribuție trimodală, cu trei maxime), cele patru categorii în care sunt clasificate (ultrafine, fine, grosiere și supergrosiere), precum și principalele mecanisme de formare a acestor categorii.

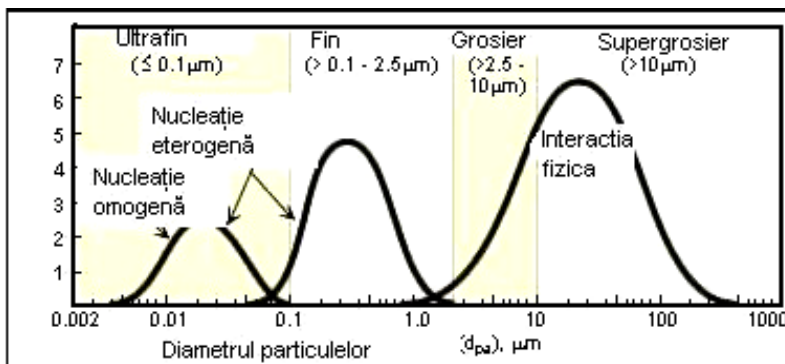


Figura 2.2

- alte caracteristici cum sunt: capacitatea de aderență, rezistivitatea electrică, potențialul exploziv, care determină utilizarea anumitor tipuri de sisteme de control.

TEHNICI DE CONTROL

Camere de decantare (sedimentare) gravitațională

După cum indică și numele, această categorie de dispozitive de control se bazează pe decantarea gravitațională pentru a îndepărta particulele din curentul de gaz. Camerele de decantare gravimetrică se folosesc doar pentru particule foarte mari din partea superioară a grosierului (aproximativ 75 micrometri și mai mari). Vitezele de sedimentare foarte scăzute ale

majorității particulelor întâlnite în poluarea aerului limitează folosirea camerelor de decantare gravitațională.

Condițiile stricte de control adoptate la sfârșitul anilor 1960 și începutul anilor 1970, au condus la un declin abrupt al folosirii acestui tip de colectori. În prezent, se mai întâlnesc foarte puține camere de decantare gravitațională, funcționale.

Filtre textile

Colectoarele filtre textile (pungi cilindrice, saci) sunt conceptual simple: trecerea fluxului de gaz printr-o pânză strâmtă; particulele din fluxul de gaz vor fi colectate de pânză. Aplicații practice ale filtrelor din pânză necesită utilizarea unei suprafețe mari de pânză pentru a evita apariția unei căderi de presiune neacceptabile a presiunii în pânză. Pentru a avea o arie a pânzei ridicată în spații mici, aceasta este formată de pungi cilindrice. O pungă cilindrică pentru un cazan de 250MW poate avea 5000 pungi separate cu o suprafață totală de pânză de 45000 m². Grupuri de pungi sunt plasate în compartimente izolate, pentru a permite curățarea acestora sau pentru a permite înlocuirea unora fără a da jos toate pungile cilindrice. Mărimea pungilor cilindrice pentru o unitate particulară este determinată de alegerea raportului aer – textile; selecția raportului aer – textilă depinde de încărcarea de particule și caracteristicile lor și de metoda de curățare utilizată. O încărcare mare cu particule va necesita utilizarea unor pungi cilindrice mari pentru a evita formarea unor acumulări prea grele de praf rezultând din acestea căderi excesive de presiune.

Deseori pungile cilindrice pot avea eficiență de 99,9%; eficiența pungilor cilindrice este foarte bună pentru diferite dimensiuni ale particulelor încât se poate obține un control excelent al PM-10 și PM-2,5.

Performanțele pungilor cilindrice pot fi determinate de alegerea pânzei, de frecvența și metodele de curățare și de caracteristicile particulelor. Pânzele sunt alese astfel încât să rețină o cat mai mare parte din particule și unele pânze sunt construite cu membrană cu deschideri foarte fine pentru a permite eliminarea particulelor submicronice. Asemenea pânze tind să fie mai costisitoare. Frecvența și intensitatea curățării sunt variabile importante în determinarea eficienței înlăturării. Deoarece acumulările de praf reprezintă o parte semnificativă din particulele fine înlăturate, curățarea care este prea frecventă sau prea intensă va reduce eficiența înlăturării. Pe de altă parte dacă înlăturarea este prea rară atunci căderea de presiune în pungile cilindrice va deveni prea mare.

În industrie sunt folosite două tipuri majore de pungi cilindrice. Într-o pungă cilindrică de tip aer reversibil fluxul de gaz trece sus către intrările pungilor verticale care sunt deschise în jos.

Cenușa zburătoare este colectată astfel în interiorul pungilor iar fluxul de gaz menține pungile umflate. Pentru a curăța pungile un compartiment al pungilor cilindrice utilizează fluxul de gaz în sens reversibil. Acesta provoacă descărcarea pungilor și praful colectat va cădea din pungi în buncăre (scuturarea sau altă metodă poate fi necesară pentru a disloca praful din pungi). Ciclul de curățare într-o pungă cilindrică de tip aer reversibil durează cam 3 minute pe compartiment. Într-un filtru de pânză cu jet pulsatoriu aerul impurificat circulă din afara pungilor înăuntru și pungile sunt plasate pe cuști pentru a preveni căderea lor. Praful colectat în afara pungilor este îndepărtat de un puls reversibil de aer de înaltă presiune. Filtrele din pânză sunt folosite pentru colectarea particulelor cu rezistivități fie prea joase fie prea ridicate pentru a fi colectate cu epuratoare electrostatice. Astfel filtrele de pânză pot fi cu succes utilizate pentru colectarea cenușii zburătoare din arderea cărbunelui cu sulf redus sau a cenușii zburătoare conținând elemente de carbon năse, având rezistivitate ridicată respectiv scăzută, și deci relativ dificil de colectat cu epuratoare electrostatice.

O limitare a utilizării filtrelor textile este dată de temperatura gazelor purificate, aceasta nu poate fi prea mare, pentru a nu produce aprinderea filtrelor. De asemenea, filtrele nu se recomandă atunci când în jetul de gaz filtrat există particule sau vapori potențial combustibile sau explozive; se utilizează în aceste cazuri alte sisteme de control, cum sunt epuratoarele umede.

Colectoare mecanice.

- **Separatoare centrifugale (cicloane).** Cicloanele utilizează forța centrifugă pentru a separa particulele de curenții de gaz, ce aparțin familiei colectoarelor mecanice, care utilizează o varietate de forțe mecanice pentru colectarea particulelor; colectoarele mecanice folosesc inerția particulelor pentru a le colecta. Curentul de gaz încărcat cu particule este forțat să se rotească într-o manieră ciclonică. Astfel, datorită masei, particulele sunt forțate să se deplaseze spre ieșirea vârtejului. Majoritatea particulelor de diametru mare, ies prin pâlnia de la baza ciclonului în timp ce curentul de gaz se întoarce și iese din ciclon.

Există două tipuri de colectoare mecanice: (1) cicloane cu diametrul mare, și (2) multicicloane de diametru mic. Cicloanele de diametru mare, au în general diametrul cuprins între 0,3m și 1,8m; în timp ce multicicloanele de diametru mic au diametrele cuprinse între 7,5cm și 30cm. Un model tipic de ciclon cu diametrul mare este prezentat în Figura 2.3. Curentul de gaz, intră tangențial în ciclon și dă naștere unui vârtej de gaz, în corpul ciclonului. Particulele de diametru mare ies prin pâlnia de la baza ciclonului și se depun în buncărul acestuia. Un ciclon multiplu este alcătuit dintr-un număr mare de cicloane mici în paralel (de câțiva cm în diametru).

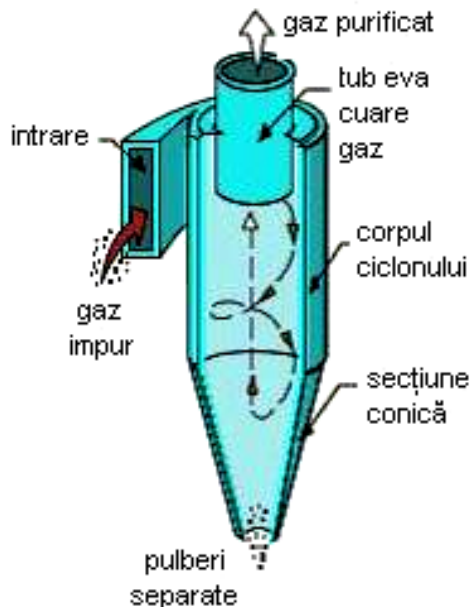


Figura 2. 3

Cicloanele multiple (figura 2.4) au eficiență de îndepărtare a pulberilor de 70-90%. Totuși, eficiența de colectare a cicloanelor scade rapid cu creșterea dimensiunilor particulelor astfel încât controlul particulei PM_{2,5} este limitat. Nu se poate preciza valoarea eficienței colectării fără furnizarea de detalii precise privind proiectarea ciclonului, proprietățile cenușii zburătoare, eficiența ciclonului fiind de 90% sau mai mare pentru particule de 10 microni scăzând la 70% pentru particule de 2,5 microni și la 50% pentru particule de 1 micron. Adăugarea unui al doilea ciclon multiplu în serie cu primul va determina creșterea eficienței.

De notat ca forța centrifugă și eficiența unui ciclon cresc cu debitul fluxului de gaz din ciclon. În consecință utilizarea mai multor cicloane pentru cazane este mai eficientă în cazul cazanelor cu încărcare mare, unde vitezele de curgere a gazelor sunt cele mai mari, eficiența colectării scăzând la încărcări mai mici.

Cicloanele multiple nu au părți în mișcare dar necesită curățări regulate pentru a evita înfundarea și mentenanță preventivă pentru a evita pierderile care ar perturba fluxul deci ar reduce eficiența colectării. O aplicație tipică a multicicloanelor convenționale este utilizarea multiciclonului poziționat după un boiler încălzit cu lemne, având rolul de precollector pentru filtrul textil.

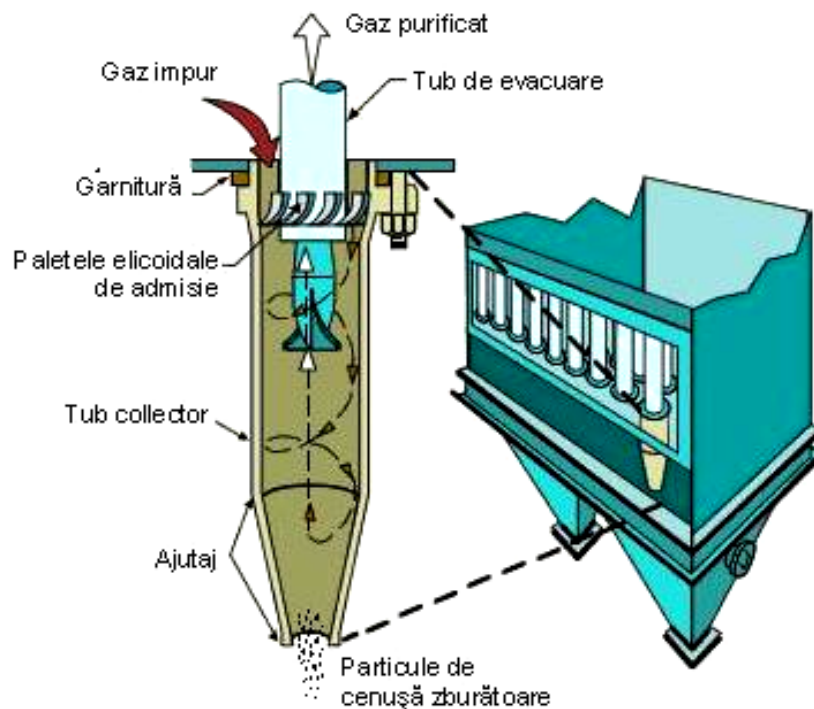


Figura 2.4

Colectoarele mecanice sunt folosite atunci când mărimea particulelor generate este relativ mare (peste $5\ \mu\text{m}$) sau atunci când cerințele controlului de eficiență au un nivel de la 50% până la 90%. Majoritatea colectoarelor mecanice nu se pot aplica la sursele industriale ce generează particule lipicioase sau umede. Aceste materiale pot adera la pereții ciclonului sau la paletelile elicoidale ale multicicloanelor convenționale.

- Epuratoare umede

Epuratoarele de gaze umede se bazează pe colectarea particulelor în picături dintr-un jet de lichid (prin transferul particulelor din jetul de gaz într-un jet de lichid); proiectarea epuratoarelor este optimizată pentru crearea picăturilor. Există câteva configurații de epuratoare umede.

Epuratoarele Venturi sunt cele mai eficiente dintre colectoarele umede, atingând eficiențe mai mari de 98% pentru particule mai mari de 0,5 microni în diametru. Eficiența epuratoarelor depinde de viteza relativă dintre picături și particule. Epuratoarele Venturi ating viteze relativ mari prin injectarea de apă pe gâtul unui canal Venturi – o strângere în calea fluxului – prin care particulele trec cu viteză mare.

În epuratoare umede cu orificii și epuratoare umede cu șoc, aerul și picăturile mixte se lovesc de o suprafață solidă. Coliziunea cu suprafața pulverizează picăturile, reducând

dimensiunea lor și conducând la creșterea suprafeței totale de contact. Aceste dispozitive au avantajul unor cicluri mici de recirculare a apei, și oferă o eficiență de îndepărtare a particulelor de 90% pentru particule mai mari de 2 microni.

Intr-un turn de spălat gaze, un flux de aer ascendent este spălat de apa stropită sub formă de jet descendent dintr-o serie de duze. Apa este recirculată după ce este suficient curățată pentru a preveni înfundarea duzelor. Turnurile de spălat gaze pot îndepărta 90% din particulele mai mari de 7 microni.

În **epuratoarele de gaze Venturi** care sunt utilizate pentru colectarea particulelor lichidul epurator și gazele sunt accelerate printr-o secțiune convergentă, și trec apoi într-o secțiune divergentă; pot fi asociate și cu un colector mecanic (figura 2.5). În partea îngustă, viteza foarte mare a gazelor transformă lichidul epurator într-un nor de picături fine, care colectează particulele. Presiunea crescută scade de-a lungul tuburilor Venturi conducând la o formare mai bună a picăturilor și a colectării particulelor, și căderea de presiune poate atinge 80 cm de apă în cele mai eficiente unități.

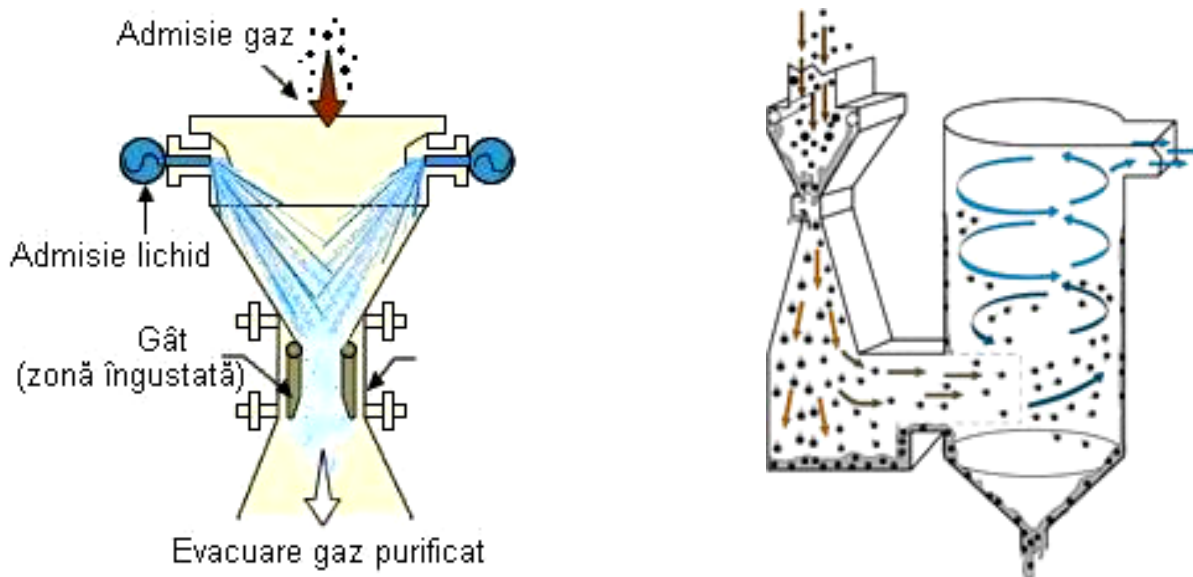


Figura 2.5

Epuratoare cu sită; Un epurator cu sită este prezentat în figura 2.6. aceste epuratoare au în general de la unu la trei panouri orizontale, fiecare având un număr mare de mici orificii. Curentul de gaz accelerat trece prin aceste orificii și particulele rămân în stratul de apă de deasupra panourilor.

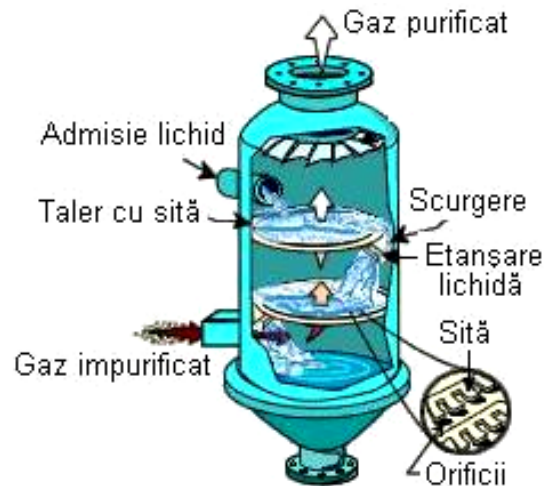


Figura 2.6

Epuratoare cu turn pulverizant; Un epurator cu turn pulverizant tipic este prezentat în figura 2.7. Acesta este cel mai simplu tip de epurator de particule umede folosit la dispozitivele comerciale. O mulțime de duze pulverizante, poziționate în partea superioară a vasului epuratorului, generează picături de apă, care se ciocnesc cu particulele din curentul de gaz, când acesta se deplasează în sus.



Figura 2.7

Epuratoare electrostatice

Epuratoarele electrostatice, care au fost folosite pentru controlul particulelor din anul 1923, utilizează câmpuri electrice pentru a îndepărta particulele din coșurile de fum ale instalațiilor de ardere. Deoarece epuratoarele acționează numai asupra particulelor care trebuie îndepărtate și fluxul la coș este minim, apar pierderi de presiune foarte mici și deci este necesară o cantitate de energie mică și costuri de operare reduse.

Intr-un epurator electrostatic, este menținut un câmp electric intens între electrozii de înaltă tensiune, care sunt în general cabluri sau rame rigide, și electrozii colectori situați la pământ care sunt reprezentați de plăci metalice. Între electrozi apare o descărcare Corona care ionizează gazul ce trece prin epurator, ionii rezultați producând la rândul lor alte ionizări de particule. Câmpul electric conduce particulele încărcate negativ către electrozii colectori. Din timp în timp electrozii colectori sunt curățați mecanic de particulele colectate, acestea fiind eliminate într-un buncăr. Intr-un epurator electrostatic obișnuit, tablele colectoare sunt aranjate paralel cu fluxul de gaz, în mod normal la distanțe de 25 – 50 cm, având între ei electrozi de descărcare (figura 2. 8). Majoritatea epuratoarelor au 3-5 secțiuni independente, seturi de electrozi de descărcare și de colectare cu surse de tensiune independente, situate în serie.

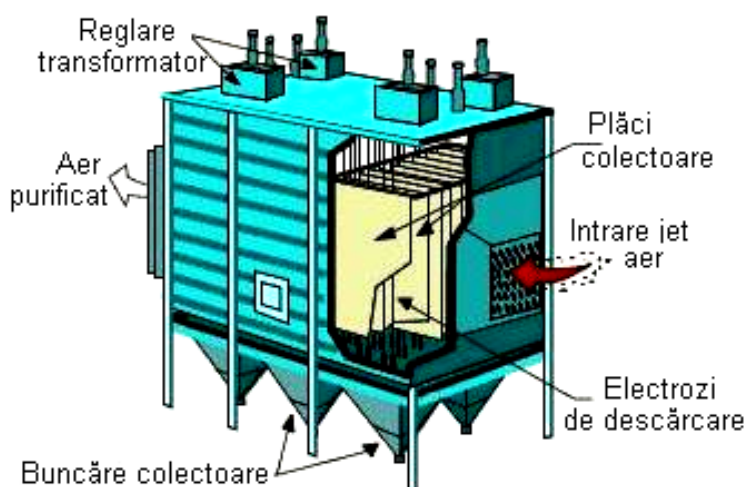


Figura 2.8

Fiecare secțiune independentă, îndepărtează o parte din curentul de gaz. Acest aranjament permite utilizarea tensiunilor înalte în primele secțiuni ale epuratorului, unde exista o cantitate mai mare de particule care trebuie înlăturate. Tensiunile mai mici sunt utilizate în secțiunile finale unde trebuie evitate aprinderi între electrozi. Intr-un epurator cu o singură secțiune, tensiunea este limitată la acea valoare la care nu apar scântei; acest lucru limitează totuși performanțele epuratorului. Secționarea epuratorului are un avantaj în plus că particulele reintrate în fluxul de gaz deoarece nu au fost reținute pot fi colectate în secțiunile următoare, minimizând pierderile.

Câțiva factori determină eficiența epuratorului, un parametru important fiind mărimea. Mărimea influențează timpul de tratament: cu cât timpul petrecut de o particulă în epurator este mai mare, cu atât crește șansa să fie colectată. Mărimea epuratorului este legată de asemenea

de zona specifică de colectare, fiind raportul între aria suprafeței electrozilor colectori și fluxul de gaz. Aree de colectare mai mari duc la o eliminare mai bună a particulelor, până la 99,5%. Creșterea dimensiunilor epuratoarelor, sau înlocuirea celor vechi, mici cu unele mari, poate conduce la creșterea performanțelor.

Creșterea intensității câmpului electric conduce la mărirea eficienței colectării. Dispozitive de control automat al tensiunii sunt utilizate pentru a menține un câmp electric de intensitate ridicată, care asigură o încărcare maximă a particulelor și deci colectarea lor la electrozi, consecvent cu prevenirea scăderii câmpului electric în gaz și apariția de scântei între electrozii de descărcare și de colectare, fenomen care ar stinge câmpul electric. Aceste controloare ale tensiunii detectează nivelul la care ar apărea scântei, și mențin valoarea tensiunii sub acest prag.

Există factori care limitează performanța epuratorului și anume curgerea gazului care poate fi neuniformă precum și reintrarea particulelor în curgere. O curgere uniformă va asigura că nu există vârful de viteză în curgerea gazului, zone cu colectare diferențiată. Obținerea unui flux uniform va minimiza „ocolirea” sau by-passul electrozilor de către gaz.

Un element determinant în eficiența colectării în epuratoarele electrostatice este rezistivitatea particulelor care vor fi colectate. Particulele cu rezistivitate în domeniul 107-1010 $\Omega \cdot \text{cm}$ sunt „disponibile” a fi colectate cu epuratoare: aceste particule sunt ușor de încărcat electric și își pierd încet încărcarea electrică odată depozitate pe un electrod colector. Particulele cu o rezistivitate redusă (mai puțin de 107 $\Omega \cdot \text{cm}$) își pierd atât de rapid sarcina electrică atunci când se află pe un electrod colector încât tind să nu adere la acesta rezultând reintrarea în flux. Negru de fum (carbonul negru) este un exemplu de material cu rezistivitate redusă. Particulele cu rezistivitate ridicată (mai mare de 1010 $\text{ohm} \cdot \text{cm}$) pot fi îndepărtate cu dificultate utilizând epuratoarele: asemenea particule sunt greu de încărcat electric și deci greu de colectat. De asemenea particulele cu rezistivitate ridicată formează straturi de cenușă cu gradient de tensiune foarte mari pe electrozii colectori. Căderile electrice (de tensiune) în aceste straturi de cenușă conduc la injectarea de ioni încărcăți pozitiv în spațiul dintre electrozii de descărcare și cei colectori („back corona”), conducând la reducerea încărcării electrice a particulelor din acest spațiu și deci reducerea eficienței colectării. Cenușa zburătoare rezultată din arderea cărbunelui cu sulf puțin are o rezistivitate mare și deci este greu de colectat. Cele mai eficiente epuratoare electrostatice au eficiență de 99,9% și eficiență de ordinul 99,5% sunt comune. Epuratoare cu eficiență generală de colectare mare vor avea eficiență mare de colectare pentru toate tipurile de particule astfel încât se obține un control excelent al PM -10 și PM -2,5. Eficiența colectării este mai mică pentru particule cu diametru aproximativ 0,3 microni. Motivul pentru care eficiența

are un minim pentru particule de 0,3 microni este acela că atât încărcarea particulelor cat și rezistența gazului la mișcarea particulelor cresc odată cu dimensiunile particulelor. Pentru particule de 0,3 microni încărcarea acestora este îndeajuns de redusă și rezistența la mișcarea particulelor este îndeajuns de mare, rezultând o colectare slabă. În practică un epurator având o eficiență generală de 99,9% va colecta 90% din particulele de 0,3 microni și peste 97-98% din particulele între 0 - 5 microni.

Față de epuratoarele electrostatice uscate ce utilizează baterea (vibrația) pentru a îndepărta particulele de pe electrozii colectori, epuratoarele electrostatice umede utilizează un jet de apă pentru a îndepărta aceste particule. Pentru acest tip de precipitatori electrozii colectori sunt cilindrici așezați vertical iar electrozii de descărcare sunt localizați în centru acestor cilindri.

Aplicabilitatea generală a sistemelor de control al pulberilor

În utilizarea sistemelor descrise anterior, trebuie ținut cont de o serie de criterii, referitoare la costurile și eficiența controlului sunt prezentate schematic în figura 2.9.

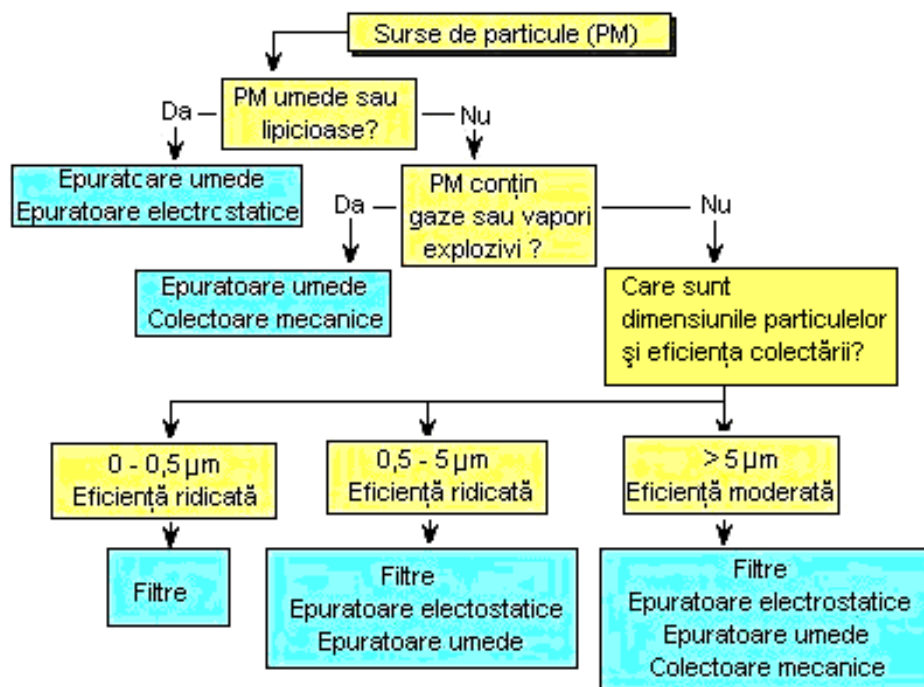


Figura 2.9

3.3.2 OXIZI DE SULF

MECANISME DE FORMARE

Oxizii de sulf includ dioxidul de sulf (SO_2), trioxidul de sulf (SO_3); se analizează și acidul sulfuric (H_2SO_4) pe care aceștia îl generează.

Aceștia sunt generați în procesele de combustie (ardere) a combustibililor care conțin compuși ai sulfului, precum și de către instalațiile de producere a acidului sulfuric. O mică fracțiune a sulfului din conținutul combustibililor și substanțele arse (sub 5%) este evacuat odată cu cenușa rezultată din ardere. Restul de 95% este transformat în dioxid de sulf, din care o mică fracțiune este oxidată la trioxid de sulf ; aceștia rămân în stare gazoasă și sunt evacuați din sistemul de combustie. Trioxidul de sulf, în concentrație de 0,5 – 2% față de dioxidul de sulf (în funcție de conținutul de sulf al combustibilului și de concentrația de oxigen din camera de ardere) produce rapid acid sulfuric la răcirea curentului de gaz evacuat în atmosferă.

CARACTERISTICI

Sursele majore ale dioxidului de sulf sunt ilustrate în figura 2.10. Arderea combustibilului mineral pentru generarea energiei electrice este cel mai important constituent al emisiei dioxidului de sulf. Procese industriale, precum topirea metalelor neferoase, contribuie de asemenea la emisia dioxidului de sulf.

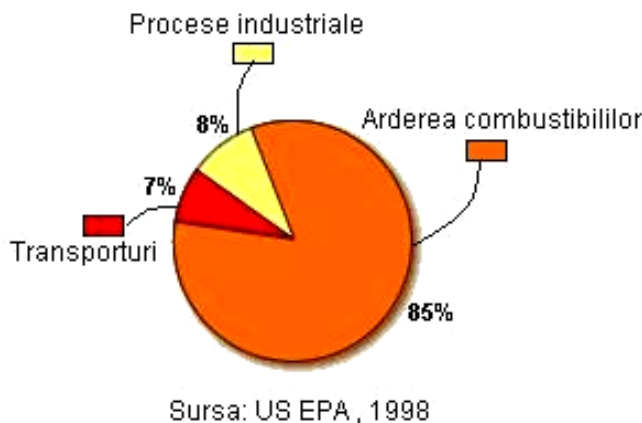
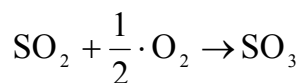
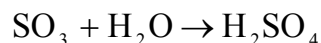


Figura 2.10

Dioxidul de sulf este un gaz incolor, solubil moderat în apă și lichide apoase. Se formează în timpul combustiei substanțelor care conțin sulf. Odată eliberat în atmosferă, dioxidul de sulf formează acid sulfuric, compuși anorganici și organici ai sulfului. La temperaturi ridicate dioxidul de sulf oxidează pentru a forma trioxidul de sulf după reacția:



Trioxidul de sulf rămâne în stare de vapori atâta timp cât temperatura combustiei gazului este foarte ridicată. Pe măsură ce gazul se răcește, trioxidul de sulf se combină cu o moleculă de apă și formează acidul sulfuric:



La temperaturi sub 250 – 300 °C, majoritatea trioxidului de sulf, care este extrem de higroscopic, reacționează cu moleculele de apă pentru a forma acidul sulfuric. Acidul sulfuric este un acid tare. Pe lângă sursa menționată mai sus, acidul sulfuric poate de asemenea să fie eliberat de la uzinele care produc acumulatori.

În concentrație moderată (de la 2 până la 8 ppm), vaporii acidului sulfuric au un efect pozitiv asupra epuratoarelor electrostatice, deoarece sunt adsorbiți pe suprafața particulelor și creează o rezistivitate moderată. O concentrație mare poate fi dăunătoare epurării datorită efectelor de coroziune asupra epuratoarelor și filtrelor.

Formarea oxizilor de sulf și a vaporilor de acid sulfuric într-o instalație de ardere (boiler) sunt reprezentate schematic în figura 2.11.

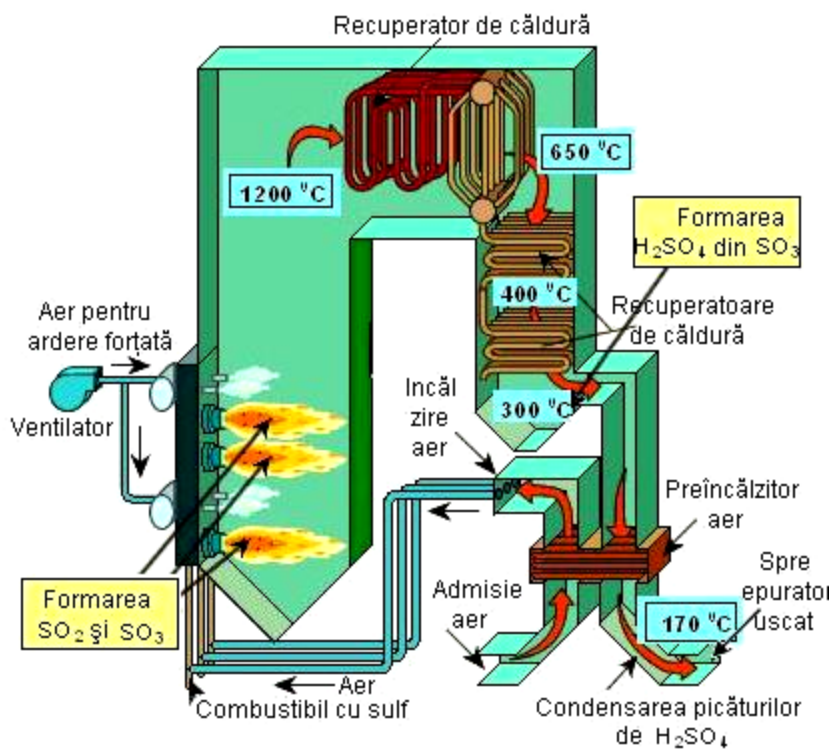


Figura 2.11

TEHNICI DE CONTROL

Sistemele de control al aerului poluat cu oxizi de sulf sunt de mari dimensiuni și destul de sofisticate; nu sunt de obicei proiectate pentru controlul acidului sulfuric, a cărui concentrație este de obicei sub nivelul la care este necesară îndepărtarea sa.

Controlul oxizilor de sulf este realizat prin trei tehnici diferite: absorbția, adsorbția (care urmăresc neutralizarea cu substanțe alcaline a compușilor cu sulf dizolvați sau adsorbiți în sisteme numite turnuri de neutralizare) și utilizarea combustibilului cu conținut scăzut de sulf.

Absorbția

Procesul absorbției folosește solubilitatea dioxidului de sulf în soluții apoase pentru a-l îndepărta din curentul de gaze. Odată ce dioxidul de sulf s-a dizolvat în soluție pentru a forma acidul sulfuros (H_2SO_3), reacționează cu oxidanți pentru a forma sulfați și sulfiți anorganici, evitându-se emisia sa în atmosferă.

Cel mai comun tip de epurator utilizat pentru absorbția oxizilor de sulf este **epuratorul uscat cu calcar** (figura 2.12); calcarul (piatra de var, carbonat de calciu CaCO_3) este substanța alcalină cel mai des utilizată pentru a reacționa cu oxizii de sulf dizolvați. O suspensie (pulbere) de calcar este injectată în curentul de aer care conține dioxid de sulf; eficiența epuratoarelor umede este de ordinul 80 – 95% la operarea cu lichid având pH ul menținut în intervalul 5÷9.

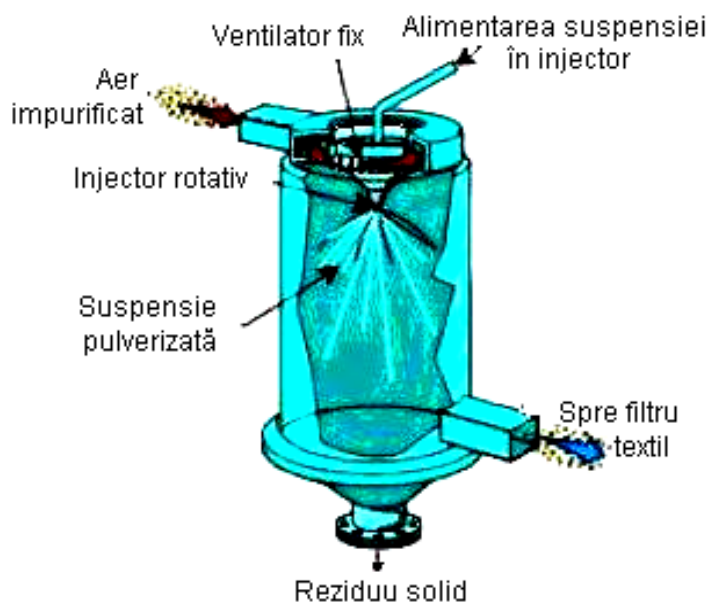


Figura 2.12

Spre deosebire de epuratoarele umede (ca în figura 2.13, unde este prezentat un desulfurator de gaze umed) care evacuează reziduuri umede (șlamuri), epuratoarele uscate evacuează reziduuri sub formă de particule solide, mai ușor de manipulat decât cele umede. Totuși dezavantajul principal al epuratorilor uscate constă în complexitatea și sensibilitatea dispozitivelor de pulverizare a calcarului, ceea ce le face mai scumpe.

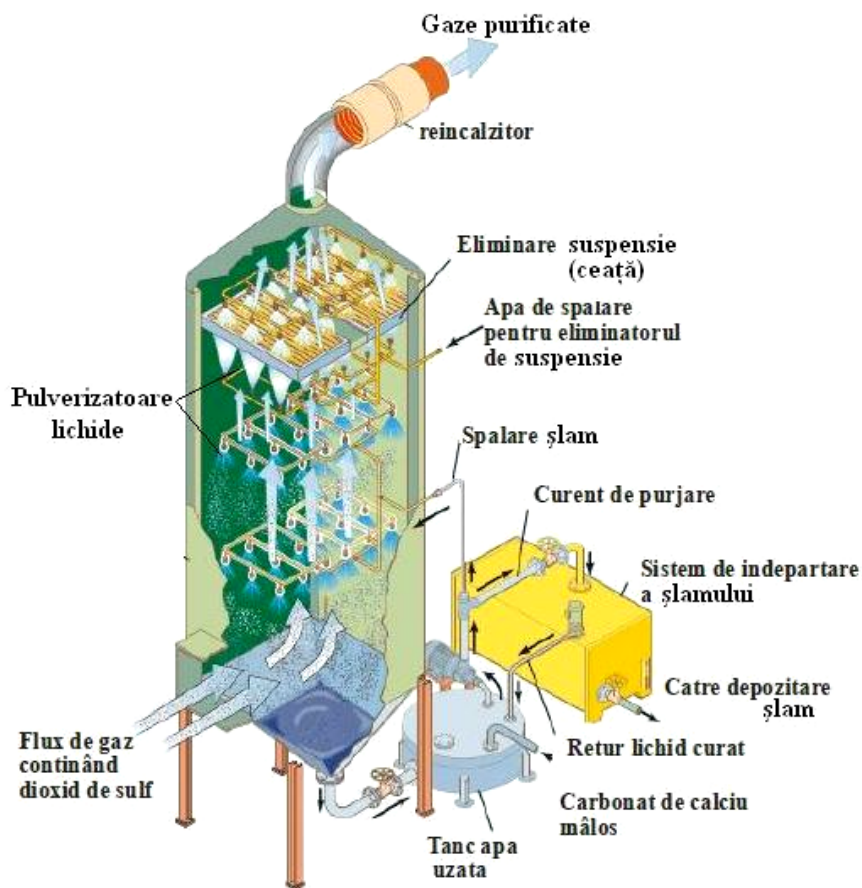


Figura 2.13

Adsorbția

Dioxidul de sulf poate fi colectat prin sistemele de adsorbție. În acest tip de sistem de control, o pudră uscată alcalină este injectată în curentul de gaze. Dioxidul de sulf este adsorbit (aderă) la suprafața particulelor alcaline și reacționează pentru a forma compuși, care nu pot fi reemiși în curentul de gaze. Varul stins (hidroxidul de calciu), este de obicei cel mai folosit compus alcalin. Totuși, o varietate mare de compuși alcalini se poate utiliza la fel de eficient.

Schema unui sistem complex epurator uscat cu injecție uscată este prezentat în figura 2.14.

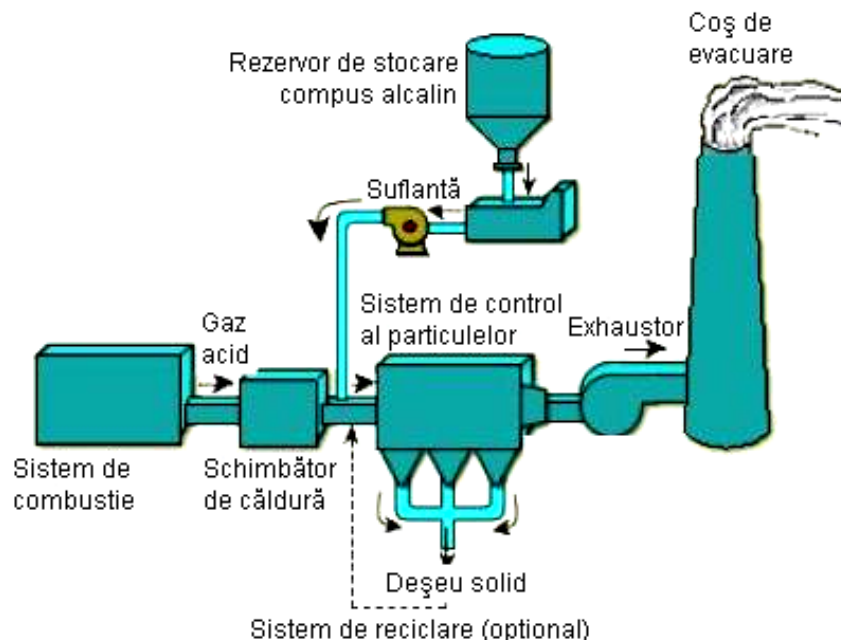


Figura 2.14.

Combustibili alternativi

Pentru limitarea emisiilor de oxizi de sulf se poate utiliza înlocuirea combustibililor cu conținut ridicat de sulf (emisiile de dioxid de sulf sunt direct legate de conținutul de sulf din cărbuni, produse petroliere sau alte tipuri de combustibili sintetici) cu combustibili cu conținut mai scăzut sau cu alte tipuri de combustibili. Cu toate acestea, nu toate instalațiile de ardere pot utiliza astfel de combustibili, fiecare tip de astfel de instalație având un număr specificat de caracteristici pentru combustibilii utilizați, neîndeplinite de toți combustibilii cu conținut scăzut de sulf.

3.3.3 OXIZI DE AZOT

MECANISME DE FORMARE

Oxizii de azot sunt formați în timpul arderii combustibililor în prezența aerului. La temperaturi ridicate, azotul din aer și combustibilul reacționează cu oxigenul pentru a forma oxizii de azot. Aproximativ 90 - 95% din oxizii de azot generați în procesele de combustie sunt sub forma oxidului de azot (NO). În atmosferă, NO reacționează prin diverse reacții fotochimice și termice pentru și formează NO₂. Prin urmare, emisiile totale masice de oxizi de azot de la o sursă sunt de obicei exprimate sub formă de NO₂.

Oxizii de azot sunt produși de două surse diferite :

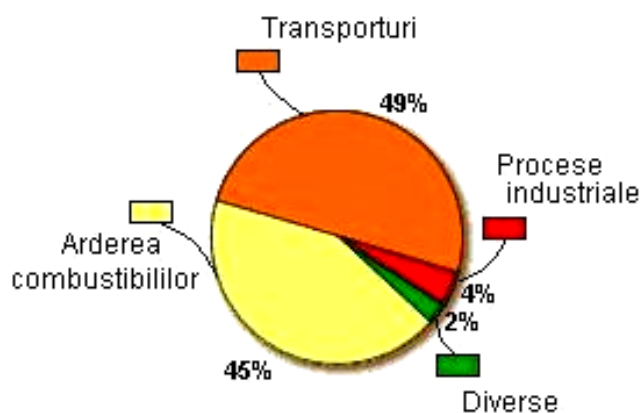
- azotul atmosferic (N₂) când zona de combustie include combustia aerului;

- azotul prezent în combustibili sau în deșeuri.

Oxizii de azot generați de azotul atmosferic sunt adesea numiți oxizi termici NO_x, deoarece ei sunt formați în zone cu temperaturi înalte în jurul flăcărilor de gaz din camerele de ardere. Oxizii de azot generați de la combustibil sau deșeu sunt numiți oxizi combustibili NO_x. Nu toți compușii cu azot sunt eliberați în timpul combustiei. Spre deosebire de sulf, o fracție importantă de azot din combustibil rămâne în cenușa de la baza instalației de ardere sau în cenușa zburătoare evacuată pe coș. Tipurile complexe de reacții responsabile pentru generarea oxizilor de azot sunt foarte mult dependente de concentrația de oxigen și de temperaturile înalte ale gazului din zona de combustie. Emisiile oxizilor de azot sunt cele mai mari în timpul încărcării incineratoarelor deoarece temperaturile cele mai mari ale gazelor apar în această etapă a arderii.

CARACTERISTICI

Datorită utilizării combustibililor superiori și a motoarelor eficiente, emisiile totale de oxizi de azot s-au redus în ultimii 20 – 30 de ani. Totuși, sursele mobile, ca și arderile industriale sunt principalele producătoare de oxizi de azot, arătate în figura 2.15.



Sursa: U.S. EPA, 1998

Figura 2.15

Oxizii de azot (adesea prescurtați NO_x) sunt monoxidul de azot (NO) și bioxidul de azot (NO₂). Ei sunt formați simultan în procesele de combustie și în alte operații industriale desfășurate la temperaturii înalte, ca de exemplu furnalele metalurgice, cuptoarele cu ardere forțată, arzătoarele cu plasmă și alte tipuri de cuptoare. Oxizii de azot pot de asemenea să fie emiși de la fabricile de acid azotic și alte tipuri de procese industriale implicând producerea sau utilizarea acidului azotic (HNO₃).

Formarea oxizilor de azot într-o instalație de combustie este prezentată în figura 2.16.

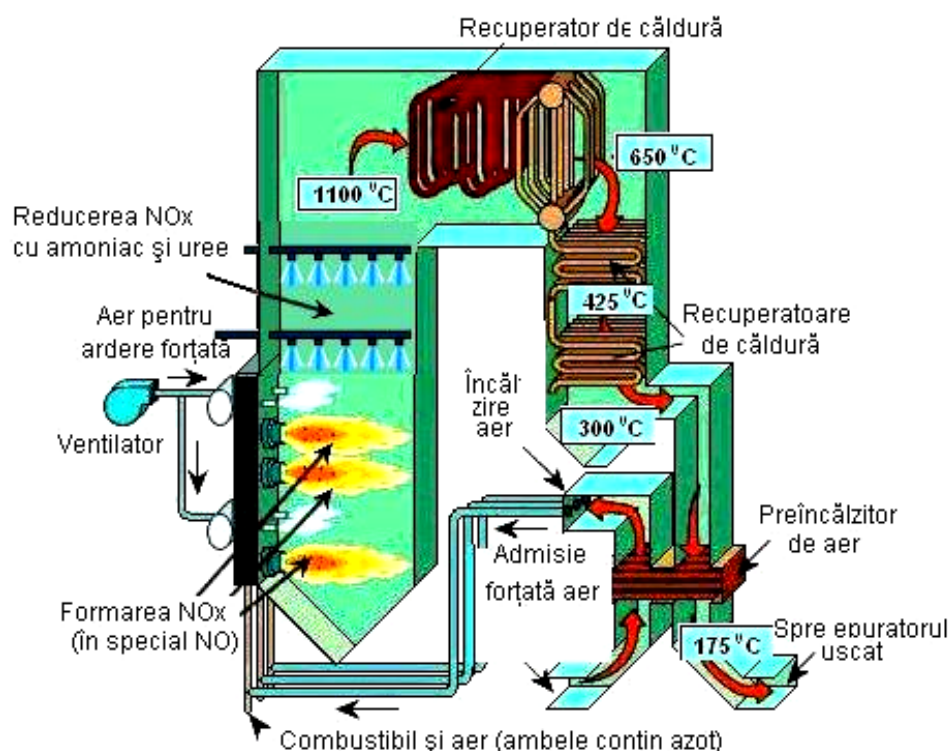


Figura 2.16

Oxidul de azot este un gaz incolor și inodor. El este practic insolubil în lichidele apoase. Bioxidul de azot este moderat solubil în lichidele apoase. La temperaturile joase ca de exemplu cele prezente în aerul înconjurător, bioxidul de azot poate să formeze un compus dimer (N_2O_4) care are o culoare roșcat-marou; acest compus contribuie la ceața fină marou care este adesea asociată cu incidentele produse de smogul fotochimic. Bioxidul de azot are un pătrunzător miros de acid. Ambii oxizi de azot sunt toxici; oricum, nivelele înconjurătoare de oxizi de azot sunt de obicei sub concentrații considerate că produc efecte nefavorabile asupra sănătății. Concentrațiile joase înconjurătoare sunt datorate în primul rând reacțiilor relativ rapide care se produc când NO și NO_2 sunt emiși în atmosferă.

Motivul principal pentru controlul emisiilor oxidului de azot este suprimarea acestor reacții atmosferice, care creează ozonul și alți produși de reacție care sunt asociați cu efectele nefavorabile asupra sănătății. Oxizii de azot sunt unii dintre cei mai importanți reactanți în formarea ozonului. De fapt, bioxidul de azot este specia principală gazoasă responsabilă pentru absorbția de lumină în reacțiile fotochimice care determină formarea smogului.

TEHNICI DE CONTROL

Exista doua tehnici principale de control:

- (1) modificările de combustie pentru a reduce formarea oxizilor de azot;
- (2) controale suplimentare pentru a reduce oxizii de azot la azotul molecular.

Modificările combustiei

Scopul modificărilor combustiei schimba condițiile care contribuie la formarea atât a NOx termic cât și a celui combustibil. Cele mai multe din aceste tehnici implică o micșorare a temperaturilor maxime ale gazului, o reducere a concentrației oxigenului în zonele de temperatura înalte ale flăcărilor cu gaz, și/sau o micșorare a timpului de rămânere a produșilor de combustie în zonele de temperatură înaltă ale flăcărilor de gaz. Principalele tipuri de modificări de combustie care sunt folosite la reducerea formării NOx sunt:

- **Funcționarea joasă a excesului de aer** - implică pur și simplu o micșorare a cantității totale de aer folosit în procesele de combustie. Toate sistemele de combustie folosesc puțin mai mult aer decât este teoretic necesar pentru a realiza arderea completă a combustibilului. Reducând nivelul de aer la o valoare scăzută, concentrația oxigenului în zona de temperatura înaltă a procesului de combustie poate să fie minimalizată, în felul acesta reducând formarea NOx.

- **Combustia ne-stoechiometrică** implică amestecarea combustibilului cu aerul într-un mod care să reducă temperaturile la vârf ale gazului și concentrațiile la vârf de oxigen. De obicei, o porțiune din flacăra combustiei funcționează la nivele joase de oxigen (combustibil bogat) pentru a permite ca oxidarea celei mai mari părți a combustibilului să se petreacă în zonele unde NOx este suprimată. Combustia este completată în porțiunea din flacăra sau din camera de combustie furnizând restul de oxigen necesar pentru oxidarea completă a combustibilului.

- **Recircularea gazelor de evacuare** implica întoarcerea gazelor de ardere în camera de ardere a boilerului. Gazul puțin răcit de la ieșirea boilerului este amestecat cu flacăra arzătorului pentru a reduce temperaturile de vârf ale flăcării, reprimând în felul acesta formarea de NOx. Această metodă necesita un ventilator de recirculare separat printr-un sistem de conducte.

- **Re-arderea combustibilului** se referă la funcționarea arzătoarelor principale ale unui boiler la exces scăzut de aer (condiții de exploatare bogate în combustibil). Intre 10 și 20% din combustibilul total este injectat în boiler printr-o serie de porturi (duze, pompe de injecție). Aceasta creează condițiile de exploatare bogate în combustibil în întreaga cameră de ardere. Compușii parțial oxidați formați în arzător și re-arși în zona de injecție a combustibilului, localizată în regiunea mijlocie a boilerului, sunt după aceea oxidați în întregime în regiunea

superioară a boilerului. O serie de porturi (ajutaje) de aer se folosesc în regiunea superioară, pentru a furniza aerul necesar pentru o ardere completă.

Modificările combustiei pot reduce nivelul oxizilor de azot cu 30 – 50%; există însă și limitări ale acestor tehnici. Dacă sunt alterate condițiile de ardere, se pot forma o serie de compuși parțial oxidați și monoxid de carbon.

Controale suplimentare pentru a reduce oxizii de azot la azotul molecular

Acestea includ două tehnici de bază:

Reducerea selectivă (RS) – constă în injectarea de amoniac (NH_3) sau uree în zona gazelor de ardere foarte fierbinți, unde se produce reducerea chimică a oxizilor de azot. Aceste reacții se produc în interiorul instalației de ardere și nu se generează deșeuri; Totuși, reducerea oxizilor de azot este mai puțin eficientă dacă amoniacul sau ureea sunt injectate într-o zonă insuficient de fierbinte, caz în care pot apărea emisii de amoniac în atmosferă. Reducerea selectivă pot reduce concentrațiile de oxizi de azot cu 20 – 60% (figura 15).

Reducerea catalitică selectivă (RCS)

În reducerea catalitică selectivă, paturile (straturile) conținând amoniacul sau ureea reduc oxizii de azot la azotul molecular și apă. Catalizatoarele sunt de obicei compuse din tungsten și vanadiu depuse pe un substrat, în formă de fagure (figura 2.17).

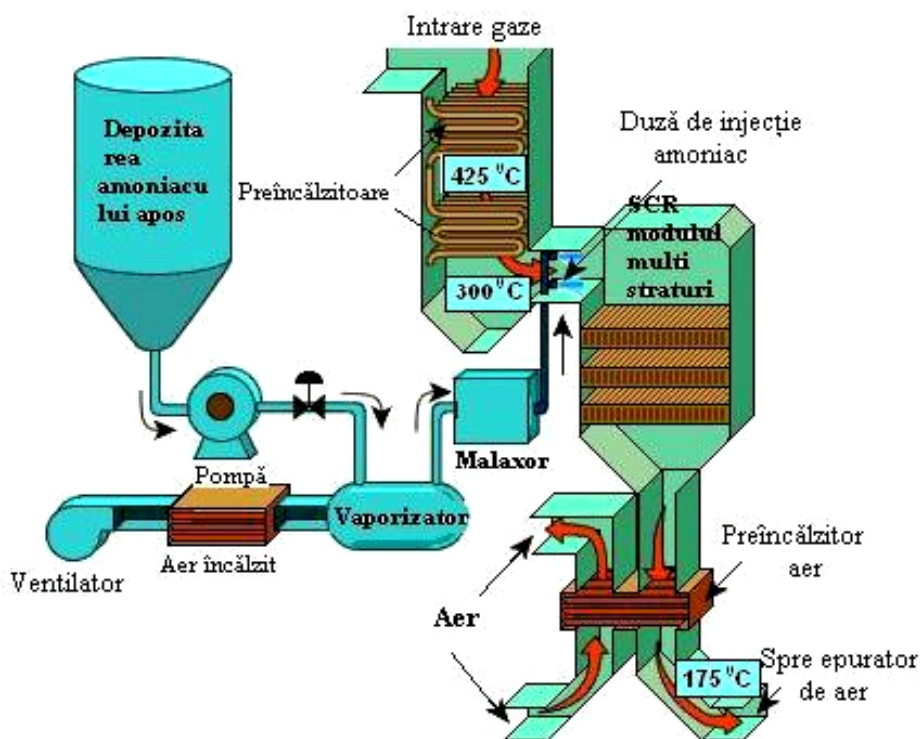


Figura 2.17

Curentul de gaze trece prin canalele de fagure. Exista de obicei doua sau trei straturi de catalizatori aranjate în serie. Eficiențele de reducere a NOx ating de la 75 la 90% și sunt posibile în condițiile:

- cantitatea de catalizator este suficientă
- catalizatorul este în condiție buna
- Debitul de reactiv de amoniac este suficient
- Amoniacul este în mod corespunzător distribuit în curentul de gaze

Sistemele SCR se întrebuintează în prezent pentru numeroasele turbine cu gaze și pentru un număr mare de instalații de ardere cu cărbune și păcură.

3.3.4 OZONUL

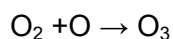
CARACTERISTICI

Ozonul (O₃) este un compus chimic cu trei atomi de oxigen. El este un compus incolor care are un miros înțepător tipic de descărcare electrică și este prezent în atmosfera în concentrație de cca 0,04 ppm. Se găsește cca 90% în stratosferă și cca 10% în troposferă. La concentrații înalte, ozonul este foarte toxic. La concentrații moderate, ozonul este asociat cu o varietate de efecte nefavorabile asupra sănătății. Concentrația maximă admisă de ozon este de 100 μg/m³ pe probe de 30 de minute. Depășirea acestei valori la om provoacă iritații ale ochilor și mucoaselor precum și greutate în respirație la efort. Ozonul are efect toxic în biosferă și se presupune că are efect negativ asupra pădurilor. Un efect important al poluantului este inducerea unor importante schimbări în fiziologia și psihologia umană, care provoacă modificări ale reacțiilor conducătorilor auto sau pietonilor, expunându-i la accidente. La toate categoriile de vârstă a participanților la trafic, afectați în diferite situații de emisiile poluante, se constată o scădere semnificativă a nivelului de funcționare și eficiență a unor importante componente psihofizice: atenția, memoria, reactivitatea senzomotorie. Din cauza acestor caracteristici, ozonul este considerat unul dintre cei mai importanți poluanți.

MECANISME DE FORMARE

Ozonul Troposferic

Ozonul este un poluant care se formează în urma unor reacții fotochimice (reacții cauzate de lumina soarelui) în troposferă datorită prezenței oxizilor de azot, compușilor organici volatili (COV), și monoxidului de carbon (CO). Ozonul se formează la reacția oxigenului molecular cu cel atomic; cel atomic se produce de pildă prin fotoliza NO₂:



Ratele de emisie ale acestor precursori sunt urmărite și limitate pentru a minimaliza ritmul de formare al ozonului și al altor produși de reacție. Efectul reacțiilor fotochimice generale este ilustrată de profilele de impurități (figura 2.18) găsite în studiile efectuate în camere cu ceață care simulează masele de aer urban.

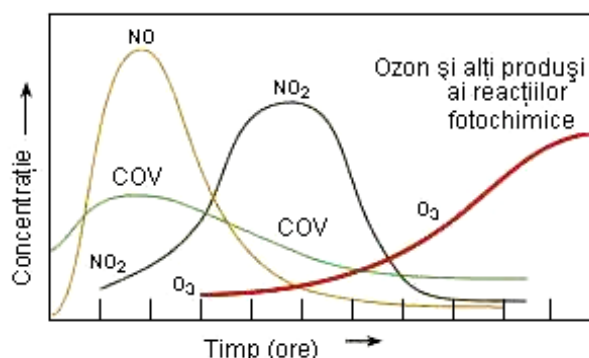


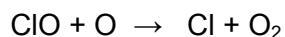
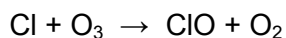
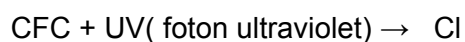
Figura 2.18

Oxidul de azot (NO) emis de la centralele cu combustibililor fosili, automobile, camioane și alte surse de ardere a combustibilului este rapid transformat în bioxid de azot (NO₂) datorita reacțiilor fotochimice inițiate. Formarea de bioxid de azot în plus stimulează formarea reacțiilor fotochimice ale smogului deoarece bioxidul de azot este foarte eficient la absorbția luminii soarelui în porțiune ultravioleta a spectrului lui. Pe măsură ce scade concentrația de dioxid de azot, crește concentrația ozonului. Ca reacții ce se produc ulterior, bioxidul de azot reacționează cu formarea nitraților în fază de vapori și a particulelor. Odată cu creșterea concentrației de ozon crește și cea a unor compuși parțial oxidați; unii dintre aceștia se găsesc sub formă de particule care împrăștie (difuzează) lumina și generează smogul asociat cu reacțiile fotochimice. Efecte asemănătoare produc și compușii organici volatili (COV).

Ozonul Stratosferic

În stratosferă, ozonul se formează în mod natural din oxigenul molecular. Prezența ozonului în stratosfera este folositoare deoarece ozonul absoarbe radiațiile ultraviolete de la soare.

Concentrația ozonului stratosferic scade datorita prezenței compușilor organici clorurați și fluorurați, care nu sunt reactivi pe suprafața Pământului, dar, odată ce acești compuși sunt transferați prin convecție în stratosfera, ei pot să inițieze reacțiile în lanț ale radicalilor liberi care reduc concentrația de ozon.



Controlul gazelor precursor care ca de exemplu oxizii de azot emiși în troposferă nu au nici un efect favorabil asupra ozonului stratosferic, deoarece mecanismele de formare a ozonului în stratosferă sunt diferite de cele care au loc în troposferă.

TEHNICI DE CONTROL

Sursele staționare nu sunt reglementate pentru emisiile de ozon deoarece ozonul se formează în atmosferă. Se reglementează în schimb concentrațiile compușilor precursori. Reducând emisiile de oxizi de azot, compușii organici volatili (COV), și monoxidul de carbon, concentrația de ozon în aerul înconjurător poate fi redusă.

3.3.5 COMPUȘI ORGANICI VOLATILI (COV)

MECANISME DE FORMARE

Majoritatea COV antropogenic eliberați în atmosferă provine de la transporturi și de la procesele industriale utilizând solvenți în straturile de acoperire a suprafețelor (vopsele), tipărire (cerneluri), și procese petrochimice (figura 2.19).

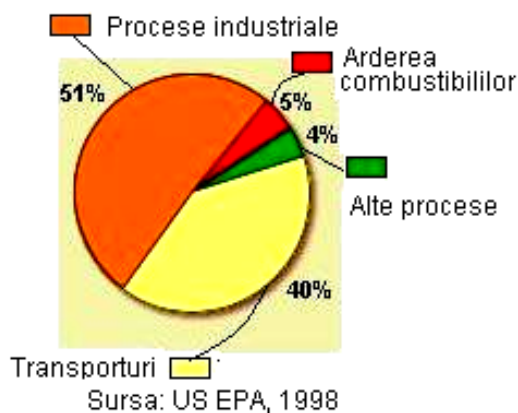


Figura 2.19

CARACTERISTICI

Compușii organici volatili (COV) sunt compușii organici care au o presiune de vapori crescută de unde rezultă volatilitatea ridicată a acestora. Sunt reprezentați de orice compus organic care are un punct de fierbere inițial mai mic sau egal cu 250°C, măsurat la o presiune standard de 101,3kPa.

O altă definiție numește compusul organic volatil ca orice compus chimic organic ce are o presiune de vapori mai mare de 2 mmHg (0,25 kPa la 25°C). Acești compuși pot conține oxigen, azot și alte elemente, fiind excluși în mod specific metanul, monoxidul de carbon, dioxidul de carbon, carburile metalice și carbonații. La temperatura normală acești compuși sunt prezenți ca vapori sau gaze. Compușii organici volatili prezintă o longevitate și o reactivitate

suficientă în atmosferă, pentru a participa la reacții fotochimice, fiind capabili de a interveni în fenomenele de creare a smogului, de distrugere a pădurilor și de participare la efectul de seră.

Există aproximativ 150 compuși cu această proprietate, predominând hidrocarburile cu 4-12 atomi de carbon (parafine, olefine, aromatice). Unii autori denumesc conceptul de compuși organici volatili ca fiind orice compus organic ce participă la reacții fotochimice, însă această definiție este foarte permisivă și vagă.

În prezența luminii, COV reacționează cu alți poluanți (NO_x), fiind precursori primari ai formării ozonului troposferic și particulelor în suspensie, care reprezintă principalii componenți ai smogului.

În general, Compușii Organici Volatili sunt compuși organici cu un miros foarte puternic. Plantele sunt cele mai mari surse de COV, degajând izopreni (C_5H_8) și terpene ($\text{C}_{10}\text{H}_{15}$). Metanul (CH_4), un alt COV, este un produs natural al mlaștinilor și culturilor de orez, precum și al erbivorelor. Aceste hidrocarburi volatile se oxidează de obicei în atmosferă creând CO și CO_2 . COV produși de oameni se găsesc în compuși chimici sintetici precum benzenul, toluenul, formaldehida, clorura de vinil, fenolul, cloroformul și tricloretilena, care sunt degajate în aer prin activitățile desfășurate în uzine chimice, rafinării de petrol și prin arderea parțială a hidrocarburilor din transporturi. Acești compuși chimici sunt importanți în formarea oxidanților fotochimici. Mulți COV s-au dovedit a fi foarte toxici și cancerigeni. În România industria de producere a varului și a vopselurilor reprezintă una dintre cele mai importante surse ale emisiilor de compuși organici volatili. De asemenea, în industria mobilei, România se situează pe primul loc în Europa în ceea ce privește utilizarea produselor de acoperire cu un conținut ridicat de COV-uri. Peste 70% din materialele de finisare utilizate sunt acoperiri cu produse nitro, iar în fabricile de mobilă cea mai utilizată tehnologie de finisare este cea cu compuși nitrocelulozici cu conținut în COV de 80%, metoda de aplicare cea mai folosită fiind pulverizarea.

TEHNICI DE CONTROL

Controlul emisiilor de COV presupune, în primul rând, necesitatea utilizării substanțelor cu conținut inițial scăzut de COV și a utilizării instalațiilor care să reducă emisiile necontrolate (fugitive). Când aceste condiții nu sunt suficiente, se aplică de obicei 5 tehnici principale de reducere a concentrațiilor de COV în emisiile în atmosferă: oxidarea termică, oxidarea catalitică, adsorbția, condensarea și refrigerarea, oxidarea biologică.

Oxidarea termică.

În cazul unei instalații de oxidare termică, curentul de aer încărcat cu COV este încălzit la temperaturi de câteva sute de grade peste temperaturile de autoaprindere ale compușilor

organici care trebuie să fie oxidați. Funcționând la astfel de temperaturi înalte, sistemele de oxidare termică au o cameră de combustie căptușită cu cărămidă refractară (denumită incinerator de fum); o schiță a unei instalații de oxidare termică este prezentată în figura 2.20

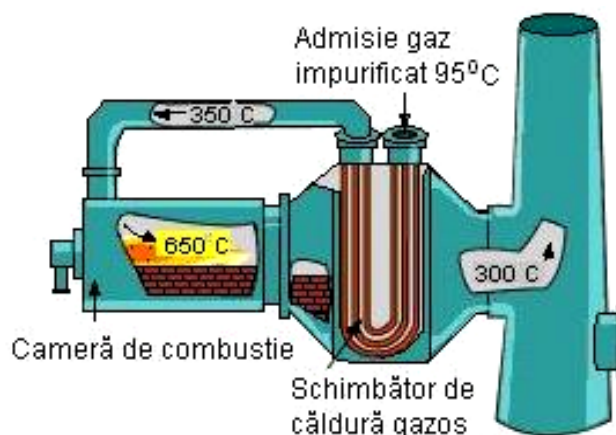


Figura 2.20

Curentul de gaz care conține COV este menținut la temperaturile ridicate un timp de ordinul fracțiunilor de secundă, până la câteva secunde. Temperatura gazului evacuat din camera de combustie este de ordinul 500 -1100 °C. Sistemele de oxidare termică produc în mod obișnuit o eficiență la distrugerea COV de peste 95%, depășind uneori chiar valoarea de 99%.

Una din principalele limitări ale procesului de oxidare termică este dată de cantitatea mare de combustibil necesar pentru încălzirea curentului de gaz la temperatura necesară unei eficiențe ridicate a distrugerii COV. Schimbătorul de căldură este folosit pentru a recupera o parte din această căldură; acest schimbător de căldură are o eficiență de recuperare a căldurii de 30 până la 60%, depinzând de dimensiunea dispozitivului. Unele instalații de oxidare termică folosesc straturi regeneratoare de mari dimensiuni ca schimbătoare de căldură. Aceste straturi au o eficiență de recuperare de până la 95%. Datorită căldurii care poate fi recuperată și refolosită pentru încălzirea gazului la admisie, aceste instalații, numite sisteme de oxidare termică recuperatoare de căldură necesită mai puțin combustibil pentru menținerea camerei de combustie la temperatura necesară funcționării.

Oxidarea termică are o largă aplicabilitate la toate sistemele de control al emisiilor de COV și se poate folosi pentru aproape orice astfel de compus. Oxidarea termică poate fi folosită pentru curenți de gaz având concentrații de COV de la valori foarte mici, de sub 10 ppm., până la concentrații foarte mari de ordinul 10 000 ppm. Oxidarea termică este rareori folosită pentru curenți de gaz care depășesc 25% din limita minimă de explozie (L.E.L. - lower explosive limit). Această limită este impusă de considerente de siguranță, din cauza faptului că este posibil ca

amestecul să explodeze dacă, pentru scurte perioade, concentrația să depășească valoarea L.E.L. Limita de 25% a acestei valori depinde de compoziția amestecului gazos și este, de obicei, cuprinsă în domeniul de concentrații 10 000 – 20 000 ppm.

Aplicată compușilor care conțin clor, fluor sau brom generează HCl, Cl₂, HF și HBr ca produși adiționali în procesul oxidării. Se poate folosi un epurator (absorbant) gazos ca parte a sistemului a sistemului de control, pentru a colecta acești poluanți înainte ca curentul de gaz să fie evacuat în atmosferă.

Oxidarea catalitică

Oxidantii catalitici operează la temperaturi substanțial mai scăzute decât oxidanții termici. În prezența catalizatorului, reacțiile de oxidare pot fi realizate la temperaturi aflate în domeniul 250 – 550 °C. Tipurile comune de catalizatori includ metalele nobile (ex. platina și paladiul) și materialele ceramice. Distrugerea COV prin oxidanții catalitici depășește de obicei 95% și adesea depășește 99%. O schiță a unei instalații de oxidare catalitică este prezentat în figura 2.21.

Temperatura fiind mai scăzută în camera de combustie, aceasta nu necesită un strat refractar pentru protejarea învelișului camerei; aceasta minimizează masa totală a instalației, creând posibilitatea amplasării sistemului pe acoperiș, în apropierea punctelor de evacuare a COV Această amplasare reduce costurile totale, micșorând distanța pe care curentul de gaze impurificate cu COV trebuie să o parcurgă prin tubulatura care conduce spre punctul de evacuare.

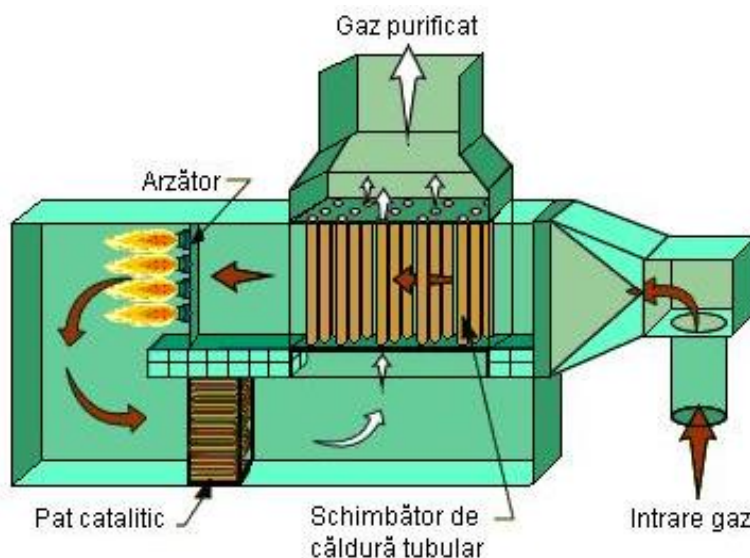


Figura 2.21

Oxidarea catalitică este aplicabilă unei game largi de gaze impurificate cu COV. Totuși, nu poate fi folosită în cazul emisiilor care conțin substanțe toxice catalitice (compuși care reacționează chimic în mod ireversibil cu catalizatorii, cum sunt fosforul, staniul și zincul.) O altă problemă a sistemelor de oxidare catalitică o reprezintă vulnerabilitatea acestora la substanțele și particulele care reacționează chimic cu catalizatorii sau se depun pe suprafața catalizatorilor, scăzând efectul acestora. Ca și în cazul oxidării termice, pentru a evita riscul exploziilor, oxidarea catalitică nu va depăși concentrația de 25% din L.E.L., valoare care este echivalentă cu valori ale concentrației de COV între 10 000 și 20 000 ppm.

Adsorbția

Sistemele de control bazate pe adsorbție (straturi sau paturi adsorbante) se folosesc în două situații distincte:

1. Când curentul de gaz impurificat cu COV conține numai unul până la trei compuși solvenți organici și este economic să se recupereze și să se refolosească acești compuși;
2. Când curentul de gaz încărcat cu COV conține un mare număr de compuși organici în concentrații scăzute, fiind necesară preconcentrarea lor anterior oxidării termice sau catalitice.

Gazele impurificate cu COV sunt adesea răcite anterior intrării în sistemul de adsorbție, deoarece eficacitatea procesului de adsorbție se îmbunătățește la temperaturi scăzute. Pe măsură ce curentul de gaz trece prin stratul adsorbant, compuşii organici sunt adsorbiți lent pe suprafața cărbunelui activ, zeolitului sau a polimerului organic folosite ca adsorbant. Este esențial pentru un adsorbant să aibă o suprafață cât mai mare pe unitatea de masă (porozitate). Când adsorbantii sunt aproape saturați cu vaporii organici stratul este izolat de curentul de gaz și desorbit. Presiunea scăzută a vaporilor sau un curent fierbinte de azot sunt utilizate de obicei pentru îndepărtarea (desorbția) compuşilor organici adsorbiți; vaporii concentrați rezultați din ciclul de desorbție este tratat pentru recuperarea compuşilor organici. După desorbție, patul adsorbant este refolosit.

Un sistem de preconcentrare este util în recuperarea solvenților (figura 2.22). În sistemele de preconcentrare, curentul de gaz încărcat cu COV este trecut printr-o roată turnantă conținând zeolit sau carbon ca adsorbant de bază. Aproximativ 75 – 90% din roțile turnante funcționează astfel încât o parte din adsorbantul trece printr-o zonă în care vaporii organici sunt desorbiți cu un curent îngust de gaz moderat încălzit. Vaporii organici concentrați sunt transportați în continuare spre un sistem de oxidare termică sau catalitică. Etapa de preconcentrare reduce substanțial combustibilul necesar pentru oxidarea termică sau catalitică.

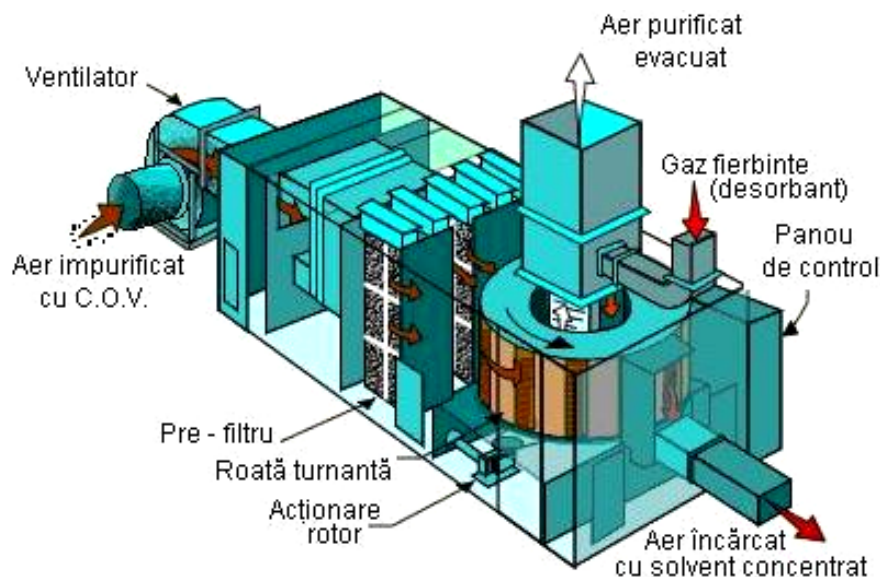


Figura 2.22

Sistemele de adsorbție sunt de obicei limitate la sursele generatoare de COV având o masă moleculară cuprinsă între 50 și aproximativ 200. Compușii organici cu masa moleculară scăzută nu sunt adsorbiți de obicei în suficientă măsură. Compușii cu mase moleculare mari sunt puternic adsorbiți și este dificil să fie recuperați pe parcursul ciclului de desorbție. Masele moleculare reprezintă un criteriu pentru eficacitatea sistemului de adsorbție utilizabil.

Sistemele de adsorbție pot fi folosite pentru o gamă largă de concentrații ale COV, de la valori sub 10 ppm până la valori de ordinul 100 000 ppm. Limita superioară a concentrațiilor este dată de potențialul pericol de explozie, când concentrația totală de COV depășește 25% din L.E.L. Sistemele de adsorbție nu sunt recomandate pentru curenții de gaz care conțin particule solide (pulberi) și/sau valori mari ale umidității, deoarece pulberile și vaporii de apă concurează cu poluanții gazoși pentru ocuparea spațiilor din porii materialelor adsorbante.

Eficiența purificării cu sisteme de adsorbție depășește de obicei 95% și atinge adesea valori până la 99% la sistemele cu preconcentrare. Pentru toate sistemele, eficiența purificării crește la scăderea temperaturii gazelor.

Condensare, refrigerare și criogenare

Sistemele de condensare, refrigerare și criogenare îndepărtează vaporii organici prin condensarea lor pe suprafețe reci. Aceste condiții pot fi create prin trecerea apei reci prin un schimbător indirect de căldură, prin pulverizarea lichidului rece într-o cameră deschisă cu curent de gaz, prin folosirea freonului – refrigerent de bază pentru a crea bobine foarte reci, sau prin

injectarea gazelor criogenice cum ar fi azotul lichid în curentul de gaz. Concentrația de VOC este redusă la un nivel echivalent cu presiunea vaporilor compușilor la temperatura de operare. Sistemele de condensare și refrigerare sunt de obicei folosite la concentrații ridicate, pentru surse de gaz cu o viteză de curgere scăzută. Aplicațiile tipice includ terminalele de încărcare a benzinei și recipiente pentru reacții chimice.

Eficiențele de purificare accesibile prin aceste tehnici depind puternic de temperatura gazului de ieșire. Pentru sistemele de condensare bazate pe apă rece, temperatura gazului de ieșire este de obicei în domeniul 5 - 10 °C, și eficiența îndepărtării este între 90 și 99% în funcție de presiunea vaporilor compușilor specifici. Pentru sistemele criogenice și refrigerante, eficiența purificării poate fi considerabil peste 99%, datorită presiunilor extrem de scăzute a vaporilor principalilor compuși COV la o temperatură de operare foarte scăzută de la - 20°C până la sub - 90°C.

Sistemele de condensare, refrigerare și criogenice sunt de obicei folosite pentru curenți de gaz care conțin numai compuși COV. Concentrațiile ridicate de particule materiale sunt rare în tipurile de aplicații care folosesc acest tip de sisteme de control al COV. Totuși, dacă pulberile sunt prezente, ele se pot acumula pe suprafața schimbătoarelor de căldură, reducând eficiența transferului de căldură.

Oxidarea biologică

Sistemele biologice sunt dispozitive de control relativ noi în domeniul controlului poluării aerului. Compușii organici volatili pot fi îndepărtați prin forțarea absorbției lor în lichid apos sau medii umede care conțin microorganisme care consumă compușii organici dizolvați sau absorbiți. Sistemul de control constă de obicei într-un strat compact irigat, care este gazdă pentru microorganisme (biofiltru). Un presaturator este adesea plasat înaintea sistemului biologic, pentru a crește umiditatea relativă a curentului de gaz la mai mult de 95%. Temperatura curentului de gaz este menținută la mai puțin decât aproximativ 40°C pentru a evita vătămarea microorganismelor și a preveni pierderile excesive de umezeală în mediul biologic. Schema sistemului de depoluare cu filtru biologic este prezentată în figura 2.23.

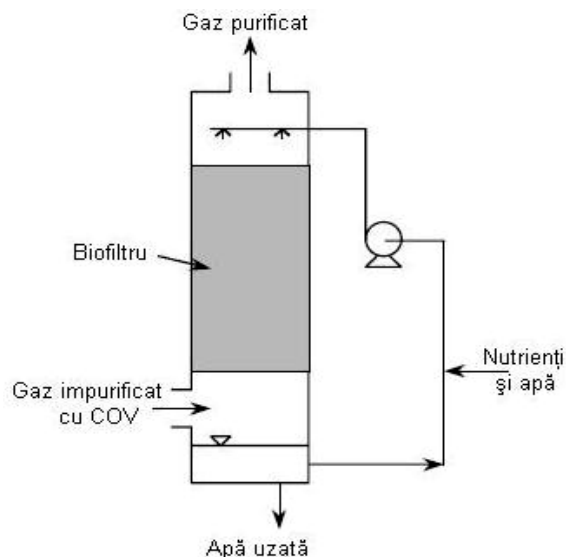


Figura 2.23

Sistemele de oxidare biologică sunt utilizate în special la concentrații foarte scăzute ale curenților impurificați cu COV. Concentrațiile de COV la intrare sunt uzual mai mici de 500 ppm și uneori chiar mai mici de 100 ppm. Totalul eficienței distrugerii COV este adesea peste 95%.

Sistemele de oxidare biologică sunt folosite pentru o varietate largă de compuși organici; totuși, există unele substanțe care sunt toxice pentru microorganisme. În aceste cazuri este necesar un sistem alternativ de control al COV.

Condiții de aplicabilitate a sistemelor de control al COV în atmosferă

Aceste condiții sunt rezumate în tabelul următor. Este de menționat faptul că eficiența metodelor nu este riguros determinată de concentrația și numărul de compuși COV în aerul impurificat, ci și de costurile aplicării tehnicilor de control și de posibilitatea recuperării acestor compuși. Toate tehnicile de control sunt aplicabile pentru concentrații de COV sub valoarea de 25% din L.E.L. (lower explosive limit).

Concentrația COV	Număr compuși COV	Metode de control
Mică (sub 500 ppm.)	Maximum 3	Adsorbție*, Oxidare termică, Oxidare catalitică, Oxidare biologică
	Peste 3	Oxidare termică, Oxidare catalitică, Adsorbție
Mare (peste 500 ppm.)	Maximum 3	Adsorbție*, Condensare/Refrigerare*, Oxidare termică, Oxidare catalitică
	Peste 3	Oxidare termică, Oxidare catalitică

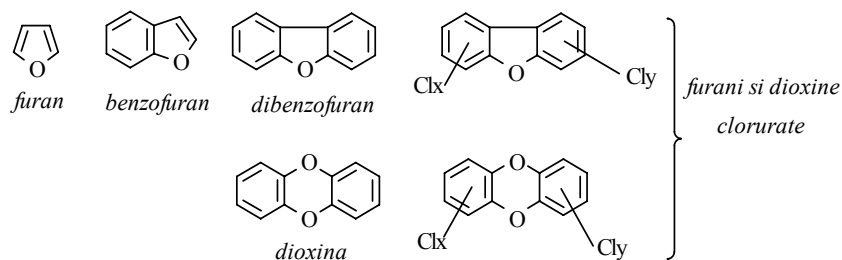
* cu posibilitate de recuperare a compușilor COV

3.3.6 DIOXINE ȘI FURANI

CARACTERISTICI

Surse de dioxină și furani constituie instalațiile de incinerare a deșeurilor, producția de ciment, arderea combustibililor, incendiile forestiere.

Compușii furanici și dioxinele prezintă o structură heterociclică.



Există un număr mare de compuși furanici și dioxine clorurate. Cei mai toxici sunt dioxinele și furanii care prezintă între 4 -8 atomi de clor în structură. Studiile efectuate în anul 1991 la 1500 lucrători expuși contaminării cu dioxină au arătat o creștere a incidenței cancerului față de martori cu 15%.

Emisiile de compuși furanici și dioxine clorurate se calculează în două moduri, ținându-se cont fie de concentrațiile dioxinelor și furanilor, fie luând în considerare coeficientul toxic de echivalență (TEQ). Astfel, se ia dioxina tetraclorurată, 2,3,7,8-tetraclorodibenzo-*p*-dioxină, considerat cel mai toxic compus și i se atribuie un factor de ponderare 1. Șaisprezece alți compuși clorurați cu structură furanică și de *p*-dioxină, congeneri, au atribuiți factori de ponderare cuprinși între 0,001-0,5. Concentrațiile acestor 16 compuși, înmulțite cu ponderea acestor factori determină concentrația totală de compuși toxici furani-dioxine. Concentrația este exprimată ca nanograme/m³.

MECANISME DE FORMARE

Mecanismele de formare pentru compușii furanici și dioxine clorurate nu sunt pe deplin elucidate. S-a constatat, totuși, că aceste mecanisme depind de disponibilitatea precursorilor clorurați din combustibili, deșeuri și de condițiile de temperatură ale gazelor. Formarea de dioxine are loc ca urmare a unor procese chimice din timpul arderii, din compuși chimici clorurați de tipul: clorobenzen, clorofenol, bifenili policlorurați. Datorită toxicității foarte ridicate ale dioxinelor clorurate au fost realizate numeroase studii în legătură cu mecanismul lor de formare.

Unul din mecanismele de formare propuse pentru sistemul dioxină-furan implică reacțiile ce au loc la suprafața particulelor din fluxul de gaze dintr-un cazan. Concentrațiile de dioxină-furan cresc într-un interval de temperatură 200 – 550 °C, iar la temperaturi peste 550 °C sistemul dioxină-furan este rapid oxidat.

Figura 2.24 ilustrează formarea și distrugerea unor dioxine și furani (prin oxidare) la arzătorul flăcării camerelor de ardere. Cea mai mare parte a precursorilor clorurați care provin din combustibil sau deșeuri se volatilizează și sunt preluați cu fluxul de gaze de ardere și ajunge la un interval de temperatură unde se produce procesul de formare a furanilor și dioxinelor (200 – 550 °C). Deoarece cele mai multe dioxine și furani au tendința de a se forma în dispozitivele de control, fluxurile de gaze ce părăsesc procesele de combustie trebuie răcite sub 200 °C.

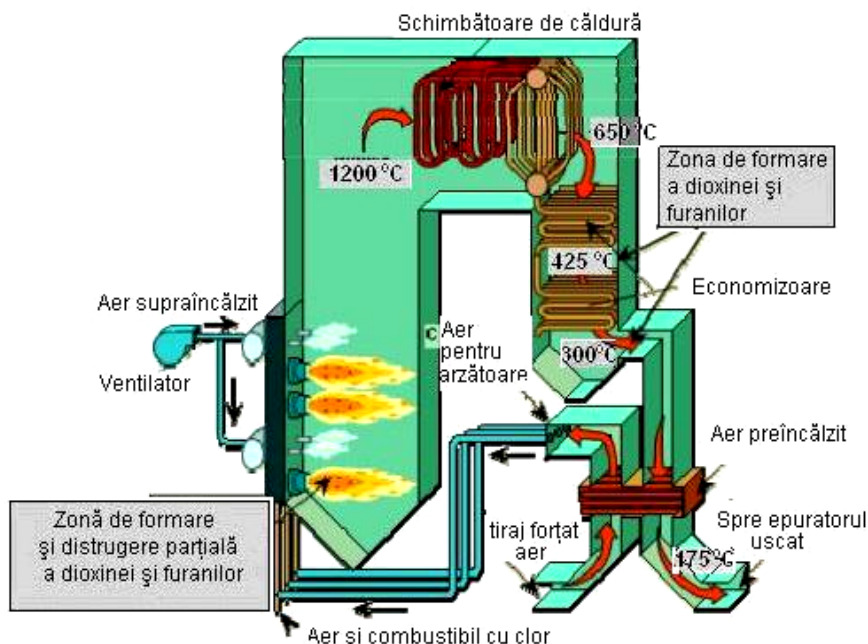


Figura 2.24

TEHNICI DE CONTROL

În instalațiile de ardere, care constituie o sursă majoră de emisii a dioxinelor și furanilor, mecanismele de formare a acestora depind în special de existența compușilor clorului în combustibilul sau deșeul incinerat, precum și de temperatura de ardere. Formarea dioxinelor și furanilor prezintă o creștere în intervalul de temperaturi $200 - 550^{\circ}\text{C}$.

O cale de reducere a concentrațiilor de dioxine și furani este distrugerea lor prin **oxidare termică** la temperaturi de peste 550°C în arzătoare cu flacără ale camerelor de combustie ale instalațiilor de ardere. Randamentul distrugerii prin oxidare termică a unor compuși organici volatili este prezentat în figura 2.25.

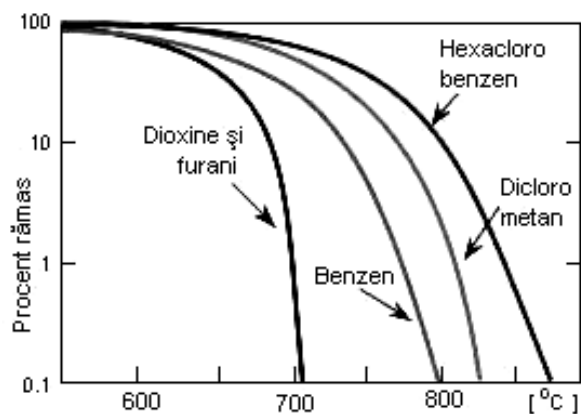


Figura 2.25

O altă modalitate de reducere a concentrației dioxinelor și furanilor este utilizarea, la instalațiile de ardere, a echipamentelor **economizoare de căldură și preîncălzitoarelor de aer**, astfel încât gazele de ardere care părăsesc instalația de combustie să aibă temperaturi sub 200°C.

Economizoarele de căldură sunt sisteme care preiau căldură de la gazele de ardere fierbinți evacuate din instalația de ardere (pe care le răcesc) și transferă această căldură apei utilizate în boiler (figura 2.26).

Preîncălzitoarele de căldură răcesc gazele fierbinți de combustie care se evacuează din instalația de ardere prin preluarea căldurii de la acestea de către un jet de aer rece, circulat prin preîncălzitor de către un ventilator. Aerul rece străbate o tubulatură care se rotește lent în jetul de gaze fierbinți, este încălzit și reintrodus în procesul de combustie, crescând randamentul acestuia (figura 2.27).

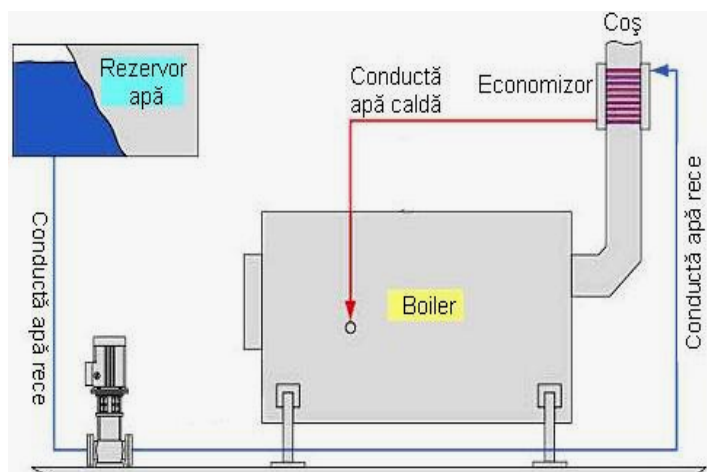


Figura 2.26

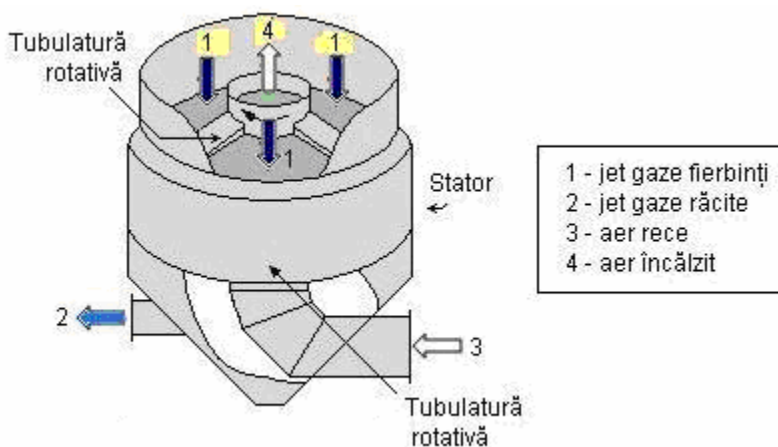


Figura 2.27

3.3.7 HALOGENI

CARACTERISTICI

Acidul clorhidric și acidul fluorhidric sunt gaze acide care pot fi eliberate de către reactoare chimice, operațiuni de producere a mineralelor sau a acizilor, fabricarea componentelor electronice și operațiuni de coacere a minereurilor. Ele mai pot fi generate în procesele de combustie sau de oxidare a substanțelor care conțin clor sau fluor. Formulele lor chimice sunt HCl și HF. La concentrații normale ele se află sub formă gazoasă, dar la concentrații foarte ridicate HCl poate condensa omogen formând particule lichide submicrometrice. Atât acidul clorhidric cât și cel fluorhidric sunt foarte solubili în lichide apoase. Acidul clorhidric este considerat un acid tare iar cel fluorhidric este clasificat ca un acid slab. Datorită proprietăților acide, ambii sunt iritanți puternici.

MECANISME DE FORMARE

Concentrațiile de acid clorhidric și acid fluorhidric rezultate în urma incinerării deșeurilor și arderii combustibililor fosili sunt direct proporționale cu concentrațiile în cloruri și fluoruri ale acestora. În esență toți compușii clorului și fluorului sunt volatili; așadar, ei rămân în cantități foarte scăzute în cenușa rezultată. Compușii clorurați și fluorurați formează acid clorhidric și fluorhidric aproape imediat după combustie și sunt eliberați în amestecul de gaze. Aceste două gaze acide rămân în stare gazoasă și nu participă la formarea nucleelor de condensare eterogene; totuși, cantități mici HCl și HF pot fi absorbite de către apa de la suprafața particulelor când amestecul de gaze s-a răcit suficient.

TEHNICI DE CONTROL

Absorbția

Acizii clorhidric și fluorhidric pot fi controlați efectiv prin două tipuri de sisteme: absorbitoare și adsorbitoare.

Datorită solubilității foarte mari în lichide apoase, ambii compuși pot fi manipulați eficient cu ajutorul epuratoarelor umede. Practic toate tipurile de epuratoare umede pot opera eficient dacă sunt proiectate să funcționeze la concentrațiile de HCl și/sau HF din amestecul de gaze. Cel mai folosit tip de epurator umed pentru HCl și HF este cel cu coloană multistrat, similar cu cel ilustrat în figura 2.28. Acest tip de epurator are unul sau mai multe straturi de umplutură, îmbibate cu un lichid de filtrare care curge la suprafața acestora. Pentru menținerea pH-ului la valori care asigură o eficiență optimă a procesului de filtrare, lichidului i se adaugă o soluție

alcalină. Se poate folosi un epurator Venturi amplasat înaintea celui multistrat, pentru a îndepărta particulele care ar putea infunda acest filtru.

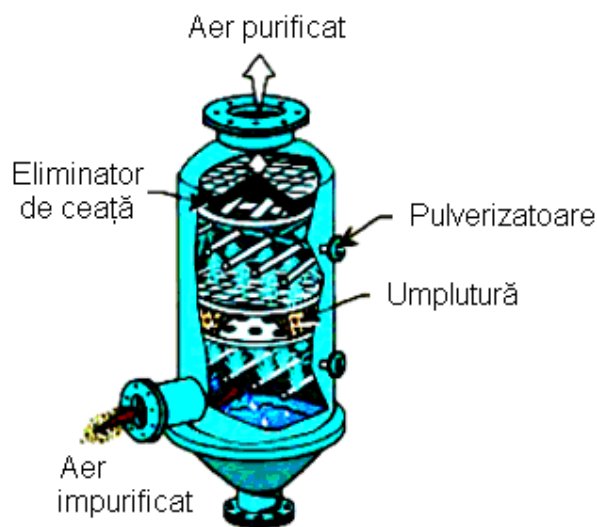


Figura 2.28

Adsorbția

Acizii clorhidric și fluorhidric mai pot fi controlați și cu ajutorul epuratoarelor cu jet de uscare și/sau celor cu injecție uscată. Acestea au fost descrise anterior în capitoul Oxizi de sulf. De obicei, eficiența de înlăturare a HCl și HF a acestor tipuri de epuratoare este mai mare decât cea pentru dioxidul de sulf.

3.3.8 COMPUȘI INCOMPLET OXIDAȚI

CARACTERISTICI

Compușii organici incomplet oxidați formează o categorie largă. Ei apar în general grupați deoarece se formează simultan atunci când condițiile de combustie sunt nefavorabile. Pot fi prezenți mai multe tipuri de compuși, fiecare având o concentrație relativ scăzută. Concentrația globală a acestora poate fi însă semnificativă. Aceștia includ: compuși policiclici aromatici, compuși nesaturați, aldehide și acizi organici. Unii dintre acești compuși au mase moleculare mari și presiuni ale vaporilor mici. Ei condensează rapid pe suprafața particulelor din volumul de gaze (nucleație heterogenă). Alți compuși parțial oxidați au presiuni medii spre ridicate ale vaporilor și rămân în stare gazoasă.

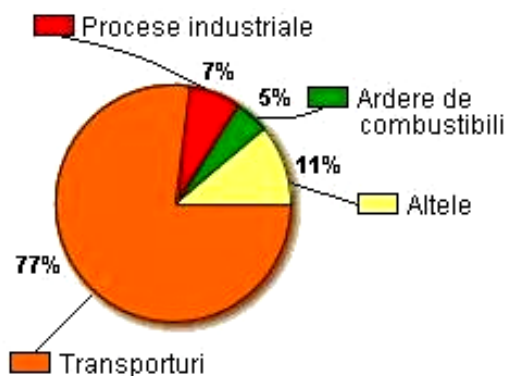
Monoxidul de carbon este un alt tip de compus parțial oxidat care rezultă în urma combustiei incomplete. El se formează atunci când temperatura gazului și/sau concentrația oxigenului este insuficientă pentru a duce la o oxidare completă a monoxidului la dioxid de

carbon, conform reacției: $\text{CO} + 0,5\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$. Monoxidul de carbon este un compus relativ stabil. Reacția de mai sus este foarte lentă la temperaturi mai mici de 1000°C . Oxidarea monoxidului de carbon la dioxid este mai dificilă decât oxidarea compușilor organici parțial oxidați.

MECANISME DE FORMARE

Centralele termice, turbinele cu gaz și incineratoarele de deșeuri sunt surse majore de compuși organici incomplet oxidați și de monoxid de carbon.

Figura 2.29 arată principalele surse de monoxid de carbon, automobilele și alte surse mobile fiind principalii emițători ai acestui poluant. În categoria rezidențială se regăsesc sobele de încălzit cu lemne și șemineurile; categoria industrială cuprinde uzinele de prelucrare a metalelor, precum și centralele termice, boilerile și incineratoarele.



Sursa: U.S. EPA, 1998

Figura 2.29

Multe dintre sursele de compuși organici incomplet oxidați și monoxid de carbon pot fi și surse de oxizi de azot. Sursele de combustie, cum ar fi boilerile, incineratoarele și automobilele pot genera ambele tipuri de poluanți. Totuși, condițiile care favorizează formarea oxizilor de azot sunt opuse celor care duc la formarea compușilor organici incomplet oxidați și a monoxidului de carbon. Cu alte cuvinte, atunci când condițiile de combustie sunt modificate pentru a suprima formarea oxizilor de azot, ele nu sunt favorabile oxidării complete a compușilor organici.

În procesele de combustie, compușii organici incomplet oxidați și monoxidul de carbon se formează în zone specifice unde temperatura gazelor este prea scăzută sau cantitatea de oxigen este insuficientă (figura 2.30). Vaporii organici sunt eliberați inițial de către combustibil sau deșeuri în primele faze ale combustiei. Odată ce se află în stare gazoasă, ei pot participa la reacțiile de oxidare. Aceste reacții persistă la trecerea gazelor de combustie prin zonele cu temperatură ridicată din sistem.

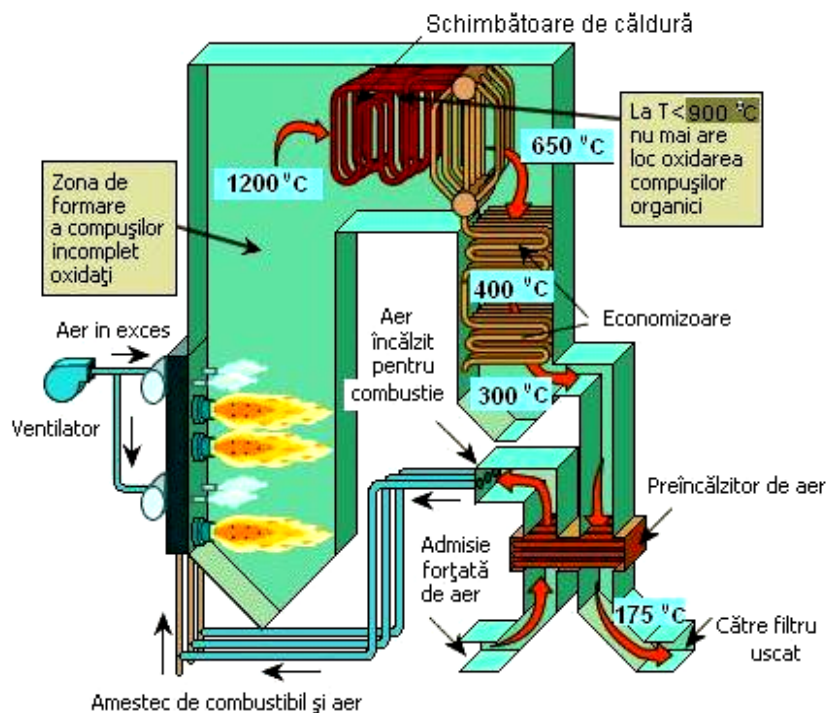


Figura 2.30

Reacțiile de oxidare pot fi incomplete dacă temperatura este prea scăzută sau cantitatea de oxigen este insuficientă. Aceste condiții pot apărea datorită unor probleme de combustie:

- Distribuția defectuoasă a amestecului combustibil-aer în boiler sau incinerator;
- Infiltrarea aerului rece în anumite porțiuni din boiler sau incinerator;
- Valori insuficiente ale aerului în exces;
- Umiditatea în exces a combustibilului sau a deșeurilor care sunt arse.

Vaporii organici parțial oxidați, care rezultă în urma reacțiilor de oxidare incomplete, conțin și unii compuși non-volatili, care formează nuclee de condensare heterogene, și compuși volatili care rămân în stare de vapori pe parcursul întregului sistem de control al poluării. Acești compuși volatili pot forma particule în coloana de gaze datorită acțiunii de răcire a aerului care se amestecă cu aceasta (particule condensabile).

Concentrația ușor măsurabilă a monoxidului de carbon este un bun indicator al concentrațiilor compușilor organici parțial oxidați, care sunt mai greu de monitorizat. După cum se arată în figura 2.31, formarea monoxidului de carbon este mai accentuată la concentrații scăzute ale oxigenului (și temperaturi mai scăzute ale gazului) decât cea a compușilor organici parțial oxidați. Totuși, odată cu creșterea nivelului de CO, crește și concentrația compușilor organici. Când raportul combustibil-aer este optim, emisiile de CO și compuși organici parțiali oxidați sunt minime. Când cantitatea de oxigen este insuficientă, emisiile de CO și compuși

organici parțial oxidați cresc rapid, după cum este arătat în partea stângă a graficului din Figura 30. Dacă se folosește prea mult aer, temperatura gazelor scade datorită căldurii absorbite în urma încălzirii oxigenului și azotului aflate în exces. Aceste condiții contribuie la emisiile de CO și compuși organici parțial oxidați, după cum este arătat în partea dreaptă a graficului din figura 2.31.

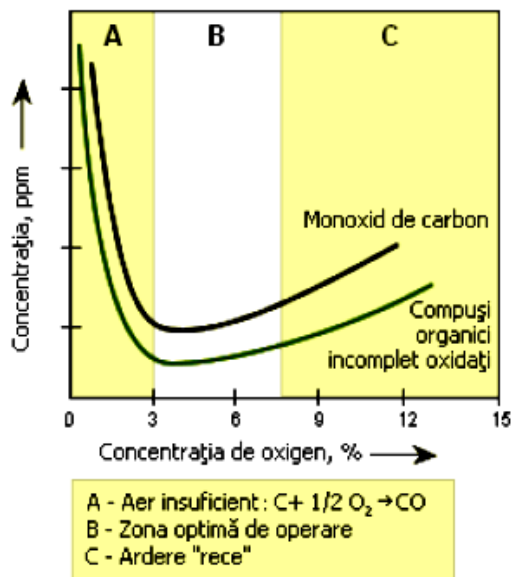


Figura 2.31

TEHNICI DE CONTROL

Realizarea unei combustii corecte este principalul mijloc de minimizare a emisiilor de compuși organici parțial oxidați și de monoxid de carbon provenite de la boilere, turbine cu gaz și incineratoare. Unul din aspectele cele mai importante este menținerea unui nivel suficient de oxigen în camera de combustie, acolo unde au loc reacțiile de oxidare. Infiltrarea aerului ambient în camera de combustie trebuie evitată, deoarece aceasta duce la răcirea anumitor zone și împiedică reacțiile de oxidare a monoxidului de carbon și a compușilor organici. Modificările în combustia NOx discutate anterior în acest capitol trebuie limitate pentru a împiedica apariția unor condiții ce împiedică procesul de oxidare completă a monoxidului de carbon și a compușilor organici.

Pentru sursele care generează un volum relativ scăzut de gaze ce conțin acești poluanți se pot folosi sisteme de oxidare termice sau catalitice. Acestea nu sunt însă practice din punct de vedere economic pentru boilerele sau incineratoarele de dimensiuni mari. Costul combustibilului pentru aceste incineratoare ar fi foarte mare. Mai mult, combustia suplimentară a oxidantului ar duce la creșterea emisiilor de oxizi de azot. Pentru sisteme mari, optimizarea procesului de combustie este singura metodă viabilă de reducere a emisiilor de monoxid de carbon și de compuși organici parțial oxidați.

3.4 ARDEREA COMBUSTIBILILOR

Căldura se obține întotdeauna în procesele ireversibile numite disipative (frecare, efect Joule, reacții chimice, reacții nucleare), din alte forme de energie ale sistemelor termodinamice (mecanică, electrică, chimică, nucleară)

Procedeele utilizate pentru obținerea căldurii prin metode convenționale se bazează, în principal, pe transformarea energiei legate chimic de combustibili în energie termică. Dintre combustibili cel mai des se folosesc cărbunii, hidrocarburile lichide obținute din petrol și gaze combustibile care pot fi: gaze naturale, gaze de sondă sau gaze obținute în urma unor procese tehnologice (exemplu gazul de furnal, gazul de apă, etc.). Biomasa solidă se tratează ca un combustibil solid. Biocombustibili obținuți din diverse plante care sunt de tip alcoolii sau uleiuri se tratează ca și ceilalți combustibili lichizi.

Compoziția combustibilului poate fi precizată prin analiza elementară. Pentru combustibilii solizi și lichizi analiza elementară exprimă participațiile masice ale elementelor componente iar pentru combustibilii gazoși participațiile volumice.

Transformarea energiei chimice în căldura, denumită și ardere sau proces de combustie, are loc în urma reacțiilor exoterme de oxidare rapidă a elementelor oxidabile conținute în combustibil **și reprezintă una din sursele majore de poluare a aerului atmosferic.**

Pe baza analizei elementare se constată că o masă M de combustibil solid sau lichid conține de obicei: m_c kg carbon (^{12}C), m_h kg hidrogen (^1H), m_s kg sulf (^{32}S), m_o kg oxigen (^{16}O), m_n kg azot (^{14}N), m_w kg apă ($^{18}\text{H}_2\text{O}$), m_r kg reziduuri, astfel încât:

$$m_c + m_h + m_s + m_o + m_n + m_w + m_r = M$$

Dacă procente de masă $\left(\frac{m_i}{M} \times 100 \quad (\%) \right)$ ale acestor elemente sunt C, H, S, O, N, A, R, atunci: $C + H + S + O + N + W + R = 100 \text{ [%]}$

și, c, h, s, o, n, a, r fiind participațiile masice $\left(\frac{m_i}{M}\right)$ ale elementelor,

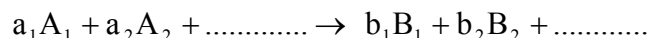
$$c + h + s + o + n + w + r = 1$$

C, H, S - reprezintă elementele combustibile ale arderii, O - reprezintă elementul oxidant al arderii, N, A, R – reprezintă elemente inerte (balastul) arderii

Puterea calorică este o caracteristică a fiecărui combustibil care se determină în laborator și reprezintă energia degajată sub formă de căldură prin arderea completă a unui kg

de combustibil solid sau lichid, respectiv a unui metru cub normal de combustibil gazos. Unitatea de măsură este [J/kg] pentru combustibil solid sau lichid și [kJ/m³N] pentru combustibili gazos.

Aplicarea primului principiu al termodinamicii la reacțiile chimice permite aprecierea efectului termic al unei reacții, iar pentru cazul desfășurării lor la presiune constantă, funcția caracteristică a sistemului este entalpia de reacție ΔH. Dacă se consideră o reacție de forma:



unde $a_1, a_2 \dots, b_1, b_2 \dots$ reprezintă coeficienții stoechiometrici ai componentelor ce intră în reacție (reactanții $A_1, A_2 \dots$), respectiv a produselor care rezultă din reacție ($B_1, B_2 \dots$).

Variația de entalpie, numită și entalpie de reacție, este dată de diferența între suma entalpiilor produselor de reacție și suma entalpiilor reactanților, toate măsurate la aceeași presiune și temperatură, și are expresia:

$$\Delta H = \left(\sum_i b_i \cdot H_i \right)_{\text{produs}} - \left(\sum_j a_j \cdot H_j \right)_{\text{reactanți}}$$

Starea standard de referință pentru calculul entalpiei de reacție este presiunea atmosferică (760 mmHg) și temperatura de 25°C (293,15 K).

Reacțiile chimice se pot desfășura fie cu absorbție de căldură, așa cum este cazul reacțiilor endoterme ($\Delta H > 0$), fie cu degajare de căldură, cazul reacțiilor exoterme ($\Delta H < 0$). Puterea calorifică reprezintă căldura care se degajă la arderea completă a unității de cantitate de combustibil în condiții normale (standard). În cazul combustibililor solizi și lichizi puterea calorifică se exprimă în kJ/kg, iar pentru combustibilii gazoși în kJ/m³_N).

Energia termică degajată în procesul de ardere este preluată de gazele arse care conțin vapori de apă proveniți din vaporizarea atât a apei din combustibil cât și a apei rezultată din arderea hidrogenului pe care îl conține combustibilul. Deci o parte din căldura dezvoltată prin ardere servește doar la vaporizarea apei neputând fi folosită util. Din acest motiv se definesc două puteri calorifice:

- puterea calorifică superioară (notată H_s sau Q_s) pentru cazul când apa este evacuată în stare lichidă, măsurată în kJ/kg sau kJ/m³_N;
- puterea calorifică inferioară (notată H_i sau Q_i) pentru cazul când apa este evacuată în stare de vapori, măsurată în kJ/kg sau kJ/m³_N.

Relația dintre cele două tipuri de puteri calorifice este:

$$Q_i = Q_s - 2510 \cdot \left(9 \cdot \frac{H}{100} + \frac{W}{100} \right)$$

în care 2510 (kJ/kg.vap) reprezintă căldura de vaporizare a apei la presiunea punctului triplu, iar $\left(9\frac{H}{100} + \frac{W}{100}\right)$ reprezintă cantitatea de apă provenită din oxidarea hidrogenului și din umiditatea combustibilului, în kJ/kg.

Puterea calorică a combustibilului este dată de suma căldurii degajate în urma oxidării componentilor combustibili. La hidrogen se face ipoteza ca oxigenul de constituție nu participa la ardere, ci rămâne legat cu o parte din hidrogenul din compoziție. Astfel, dacă combustibilul conține $\frac{O}{100}\left(\frac{\text{kgO}_2}{\text{kg}_{\text{comb}}}\right)$, cantitatea de hidrogen corespunzătoare este $\frac{O}{8 \times 100}\left(\frac{\text{kgH}_2}{\text{kg}_{\text{comb}}}\right)$, deci, cantitatea disponibilă de hidrogen este $\left(\frac{H}{100} - \frac{O}{8 \times 100}\right)\left(\frac{\text{kgH}_2}{\text{kg}_{\text{comb}}}\right)$.

Ținând seama de valorile căldurilor de reacție pentru elementele combustibile, puterea calorică inferioară a combustibililor solizi și lichizi se determină cu relația:

$$H_i = Q_i = 33900 \frac{C}{100} + 120120 \frac{1}{100} \left(H - \frac{O}{8} \right) + 9250 \frac{S}{100} - 2510 \frac{W}{100} \quad \left[\frac{\text{kJ}}{\text{kg}} \right] \quad (2.1)$$

Pentru combustibilii gazoși, după compoziție și valorile căldurilor de reacție ale reacțiilor care se produc, se folosește relația:

$$H_i = Q_i = 12720 \frac{CO}{100} + 10800 \frac{H_2}{100} + 35910 \frac{CH_4}{100} + 60020 \frac{C_2H_4}{100} + 63730 \frac{C_2H_6}{100} + 56920 \frac{C_2H_2}{100} + \dots + 23400 \frac{H_2S}{100} \quad \left[\frac{\text{kJ}}{\text{m}^3_N} \right] \quad (2.2)$$

Bilanțul material al arderii. Aerul necesar arderii și gazele de ardere

Bilanțul material al arderii permite determinarea volumului aerului necesar arderii și volumul gazelor de ardere, inclusiv natura acestora, corespunzătoare unei unități de cantitate de combustibil.

Prin volumul gazelor de ardere (V_g) se înțelege volumul, în condiții normale, al gazelor de ardere rezultat la arderea unei unități de combustibil. Gazele de ardere reprezintă un amestec de gaze considerat într-o primă aproximație acceptabilă în tehnică, gaz perfect.

Natura gazelor de ardere și volumul lor depind de natura combustibilului, remarcându-se deosebiri între produse arderii complete și cele ale arderii incomplete.

Realizarea unui proces complet de ardere presupune realizarea unui amestec perfect între aer și combustibil, lucru greu de realizat în practică. În plus, datorită faptului că arderea se desfășoară în faza gazoasă, în focar se introduce o cantitate de aer mai mare decât cea minimă necesară, pe care o denumim aer real:

$$V_{\text{aer}} = \lambda V_{\text{aer}}^{\text{min}} \left[\text{m}^3_{\text{N}} \text{ aer} / \text{kg.comb} \right]$$

în care λ reprezintă coeficientul de exces de aer.

Din punctul de vedere al cantității de aer care participă la un proces de ardere deosebim:

- a) ardere cu exces de aer: $V_{\text{aer}} > V_{\text{aer}}^{\text{min}} ; \lambda > 1$
- b) ardere teoretică: $V_{\text{aer}} = V_{\text{aer}}^{\text{min}} ; \lambda = 1$
- c) ardere cu deficit de aer: $V_{\text{aer}} < V_{\text{aer}}^{\text{min}} ; \lambda < 1$

Dacă analizăm procesul de ardere din punctul de vedere al transformării energiei chimice a combustibilului în căldură, vom deosebi două procese de ardere: completă și incompletă.

În cadrul procesului de ardere completă, întreaga energie chimică conținută în combustibil se transformă în căldură, iar produsele de ardere nu mai conțin energie chimică, deci oxidarea a fost completă.

Atunci când ne referim la ardere incompletă, vom deosebi două situații:

- ardere incompletă din punct de vedere chimic;
- ardere incompletă din punct de vedere mecanic

Arderea incompletă din punct de vedere chimic are loc datorită faptului că nu s-a asigurat o cantitate suficientă de oxigen necesar arderii, pe când în cazul unei arderi incomplete din punct de vedere mecanic nu a fost asigurată o omogenizare suficientă a amestecului de combustibili, lucru ce duce la prezența unor particule nearse în produsele de ardere.

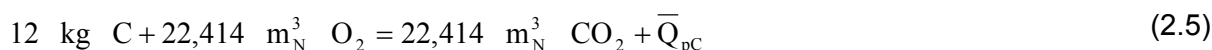
În ambele tipuri de ardere incompletă, o parte din energia chimică a combustibilului se regăsește în produsele de ardere, deci căldura degajată în procesul de ardere incompletă va fi mai mică decât căldura degajată în timpul procesului de ardere completă. Un proces de ardere incomplet este caracterizat de prezența în gazele de ardere a monoxidului de carbon.

3.4.1 COMBUSTIBILI LICHIZI ȘI SOLIZI

În cazul arderii complete, aerul necesar arderii și volumul gazelor de ardere rezultă din ecuațiile reacțiilor de ardere. Calea după care acesta se determină diferă după natura combustibilului. Componentele combustibile sunt carbonul, hidrogenul și sulful, procesul de ardere referindu-se la oxidarea acestora.

Pentru determinarea aerului teoretic (minim) necesar arderii complete se consideră m_C , m_{H_2} și m_S conținutul de carbon, hidrogen și sulf al unui kg de deșeu. Folosind aceste notații se calculează mai întâi cantitatea de oxigen necesară oxidării C, H și S reacțiile stoechiometrice de ardere fiind următoarele:

În cazul carbonului:



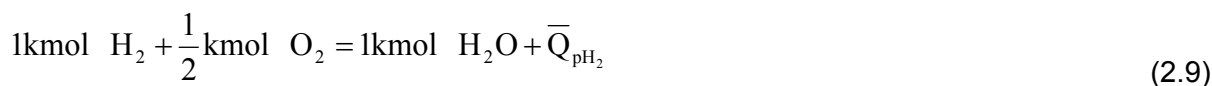
(volumul molar în condiții normale este $22,414 \text{ m}^3$).

Folosind ecuația (2.5) rezultă volumul de oxigen minim necesar oxidării a c kg de carbon/kg de combustibil și volumul de CO_2 rezultat prin arderea carbonului:

$$V_{O_2}^C = \frac{22,414}{12} \cdot c = 1,867 \cdot c \left[\text{m}_N^3 O_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.6)$$

$$V_{CO_2}^C = \frac{22,414}{12} \cdot c = 1,867 \cdot c \left[\text{m}_N^3 CO_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.7)$$

Pentru hidrogenul conținut în combustibil:



$$2 \text{ kg } H_2 + \frac{22,414}{2} m_N^3 O_2 = 22.414 m_N^3 H_2O + \bar{Q}_{pH_2} \quad (2.10)$$

Folosind ecuația (2.10) rezultă volumul de oxigen minim necesar oxidării a h kg de hidrogen/kg de combustibil și volumul de vapori de apă rezultat prin arderea hidrogenului:

$$V_{O_2}^{H_2} = \frac{22,414}{4} \cdot h = 5,6 \cdot h \left[m_N^3 O_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.11)$$

$$V_{H_2O}^{H_2} = \frac{22,414}{2} \cdot h = 11,207 \cdot h \left[m_N^3 H_2O / \text{kg.comb} \right] \quad (2.12)$$

Pentru sulful conținut în combustibil:

$$S + O_2 = SO_2 + \bar{Q}_{ps} \quad (2.13)$$

$$1 \text{ kmol } S + 1 \text{ kmol } O_2 = 1 \text{ kmol } SO_2 + Q_s \quad (2.14)$$

$$32 \text{ kg } S + 22,414 m_N^3 O_2 = 22.414 m_N^3 SO_2 + Q_s \quad (2.15)$$

Folosind ecuația (2.15) rezultă volumul de oxigen minim necesar oxidării a s kg de sulf/kg de combustibil și volumul de dioxid de sulf rezultat prin arderea sulfului:

$$V_{O_2}^S = \frac{22,414}{32} \cdot s = 0,7 \cdot s \left[m_N^3 O_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.16)$$

$$V_{SO_2}^S = \frac{22,414}{32} \cdot s = 0,7 \cdot s \left[m_N^3 SO_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.17)$$

Volumul de oxigen conținut de masa o de oxigen dintr-un kilogram de combustibil este:

$$V_{O_2}^{\text{comb}} = \frac{22,414}{32} \cdot o = 0,7 \cdot o \left[m_N^3 O_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.18)$$

Însumând relațiile (2.6), (2.11) și (2.16) vom obține volumul de oxigen necesar oxidării a 1 kg de combustibil:

$$V_{O_2}^{\min} = V_{O_2}^C + V_{O_2}^{H_2} + V_{O_2}^S - V_{O_2}^{\text{comb}} \left[m_N^3 O_2 / \text{kg.comb} \right] =$$

$$= 22,414 \cdot \left(\frac{c}{12} + \frac{h}{4} + \frac{s}{32} - \frac{o}{32} \right) [m_N^3 O_2 / \text{kg.comb}] \quad (2.19)$$

Considerând participația volumică a oxigenului în aerul uscat 21%, volumul de aer uscat minim necesar arderii a 1kg de combustibil va deveni:

$$V_{\text{aer uscat}}^{\min} = \frac{V_{O_2}^{\min}}{0,21} = 106,733 \cdot \left(\frac{c}{12} + \frac{h}{4} + \frac{s}{32} - \frac{o}{32} \right) [m_N^3 \text{ aer} / \text{kg.comb}] \quad (2.20)$$

Pentru un conținut de umiditate x [kg vapor/kg aer uscat] al aerului, cantitatea minimă de aer umed necesară arderii este:

$$V_{\text{aer}}^{\min} = V_{\text{aer uscat}}^{\min} \left(1 + x \frac{\rho_{N,a}}{\rho_{N,usc}} \right) [m_N^3 \text{ aer} / \text{kg.comb}] \quad (2.21)$$

în care: $\rho_{N,a}$ – densitatea la stare normală a aerului uscat: $1,293 [kg/m_N^3]$

$\rho_{N,um}$ – densitatea la stare normală a vaporilor de apă: $0,803 [kg/m_N^3]$

Folosind aceste valori, relația (2.21) va deveni:

$$V_{\text{aer}}^{\min} = V_{\text{aer uscat}}^{\min} \cdot (1 + 1,61x) [m_N^3 \text{ aer} / \text{kg.comb}] \quad (2.22)$$

relație în care $1,61x$ reprezintă volumul de vapor de apă atașați la fiecare m_N^3 de aer uscat ce prezintă conținutul de umiditate x . În cazul în care nu se poate stabili cu exactitate valoarea conținutului de umiditate x , se poate considera $x=x_0=0,01$ [kg umiditate/kg aer uscat].

Realizarea unui proces complet de ardere presupune realizarea unui amestec perfect între aer și deșeu, lucru greu de realizat în practică. În plus, datorită faptului că arderea se desfășoară în faza gazoasă, în focar se introduce o cantitate de aer mai mare decât cea minimă necesară, pe care o denumim aer real:

$$V_{\text{aer}} = \lambda \cdot V_{\text{aer}}^{\min} [m_N^3 \text{ aer} / \text{kg.comb}]$$

în care λ reprezintă coeficientul de exces de aer.

În funcție de natura combustibilului, a tipului instalației sau a spațiului de ardere, pentru coeficientul de exces de aer sunt recomandate următoarele valori orientative :

- pentru combustibili lichizi $\lambda = 1,05 \div 1,2$
- pentru combustibili solizi $\lambda = 1,05 \div 1,4$
- pentru combustibilii gazoși $\lambda = 1,02 \div 1,15$

Vom considera un proces de ardere completă cu $\lambda=1$; în focar introducem 1kg de deșeu și $V_{\text{aer}}^{\min} [m_N^3 / \text{kg.comb}]$, rezultând o cantitate minimă de gaze de ardere notată $V_g [m_N^3 /$

kg.comb] și $r[\text{kg}]$ de substanțe minerale(cenușă). Volumul gazelor de ardere se obține prin însumarea volumelor parțiale de CO_2 , SO_2 și H_2O rezultate din procesul de ardere și azotului din aerul minim necesar arderii:

$$V_g = V_{\text{CO}_2}^C + V_{\text{SO}_2}^S + V_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{N}_2} \left[\text{m}_N^3 / \text{kg.comb} \right]$$

Vaporii de apă din gazele de ardere provin din arderea hidrogenului, din umiditatea conținută în combustibil și din aerul de ardere:

$$V_{\text{H}_2\text{O}} = V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{H}_2} + V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{comb}} + V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{aer.min}} \left[\text{m}_N^3 \text{H}_2\text{O} / \text{kg.comb} \right], \text{ unde}$$

$$V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{H}_2} = \frac{22,414}{2} \cdot h = 11,207 \cdot h \left[\text{m}_N^3 \text{H}_2\text{O} / \text{kg.comb} \right]$$

$$V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{des}} = \frac{22,414}{18} \cdot w = 1,24 \cdot w \left[\text{m}_N^3 \text{H}_2\text{O} / \text{kg.comb} \right]$$

Cantitatea de umiditate (vapori de apă), exprimată în $[\text{m}_N^3 / \text{kg.comb}]$, corespunzătoare aerului minim necesar arderii va fi $V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{aer.min}} = 1,61 \cdot V_{\text{aer.usc}}^{\text{min}}$. Din relațiile de mai sus va rezulta volumul total al vaporilor de apă:

$$V_{\text{H}_2\text{O}} = 11,2 \cdot h + 1,24 \cdot w + 1,61 \cdot V_{\text{aer.usc}}^{\text{min}} \quad (2.23)$$

Azotul din gazele de ardere va proveni din gazele de ardere și din combustibil:

$$V_{\text{N}_2} = V_{\text{N}_2}^{\text{aer.min}} + V_{\text{N}_2}^{\text{comb}} \left[\text{m}_N^3 \text{N}_2 / \text{kg.comb} \right]$$

Datorită faptului că azotul are o participație de 79% în aerul uscat și volumul de azot din combustibil este dat de relația:

$$V_{\text{N}_2}^{\text{comb}} = \frac{22,414}{28} \cdot n = 0,8 \cdot n \left[\text{m}_N^3 \text{N}_2 / \text{kg.comb} \right]$$

vom obține:

$$V_{\text{N}_2} = 0,79 \cdot V_{\text{aer.usc}_2}^{\text{min}} + 0,8 \cdot n \left[\text{m}_N^3 \text{N}_2 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.24)$$

Ținând cont și de relațiile (2.7), (2.12) și (2.17), cantitatea minimă de gaze de ardere va deveni:

$$\begin{aligned} V_g^O &= 1,876 \cdot c + 0,7 \cdot s + 11,207 \cdot h + 1,24 \cdot w + 1,61 \cdot V_{\text{aer.usc}}^{\text{min}} + \\ &+ 0,79 \cdot V_{\text{aer.usc}}^{\text{min}} + 0,8 \cdot n \left[\text{m}_N^3 / \text{kg.comb} \right] \end{aligned} \quad (2.25)$$

În procesul real de ardere, $\lambda > 1$, volumul gazelor de ardere va fi:

$$V_g^{\text{real}} = V_g^O + V_{\text{aer}}^{\text{ex}} \left[\text{m}_N^3 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.26)$$

În care volumul de aer în exces este:

$$V_{\text{aer}}^{\text{ex}} = V_{\text{aer}} - V_{\text{aer}}^{\text{min}} = \lambda V_{\text{aer}}^{\text{min}} - V_{\text{aer}}^{\text{min}} = (\lambda - 1)V_{\text{aer}}^{\text{min}} \left[\text{m}_N^3 / \text{kg.comb} \right] \quad (2.27)$$

Dacă în focar se introduce un debit de combustibil $D_{\text{comb}} = \frac{m_{\text{comb}}}{t} [\text{Kg/s}]$, atunci debitul ventilatoarelor de aer $\left(D_{\text{aer}} = \frac{m_{\text{aer}}}{t} \right)$ și al ventilatoarelor de gaze $\left(D_{\text{g}} = \frac{m_{\text{gaze}}}{t} \right)$ vor fi:

$$D_{\text{aer}} = D_{\text{comb}} \cdot V_{\text{aer}} \left[\text{m}_N^3 \text{ aer/s} \right], \quad D_{\text{g}} = D_{\text{comb}} \cdot V_{\text{g}} \left[\text{m}_N^3 / \text{s} \right] \quad (2.28)$$

3.4.2. COMBUSTIBILI GAZOȘI

În cazul combustibililor gazoși compoziția este dată în procente volumice $x_i = \frac{V_{\text{gaz}}^i}{V_{\text{amestec}}}$.

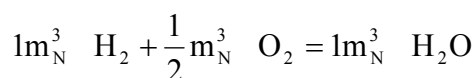
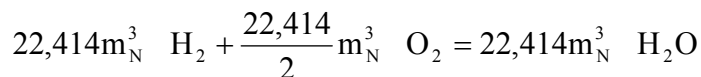
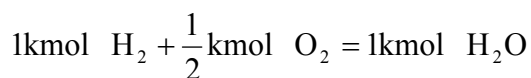
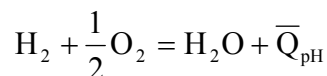
În compoziția combustibilului gazos intră de obicei hidrogen (H_2), monoxid de carbon (CO), metan (CH_4), hidrocarburi de forma C_mH_n , hidrogen sulfurat (H_2S), oxigen (O_2), dioxid de carbon (CO_2), azot (N_2), cu procente volumice $h, co, ch_4, c_m h_n, h_2s, o, co_2, n$.

Astfel 1 m_N^3 de combustibil gazos (c.g.) în starea uscată se exprimă sub forma:

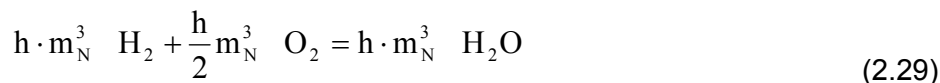
$$h + co + ch_4 + c_m h_n + h_2s + o + co_2 + n = 1.$$

Reacțiile de oxidare a compușilor combustibilului gazos, volumul de oxigen și volumul gazelor de ardere sunt prezentate în continuare:

Oxidarea hidrogenului:



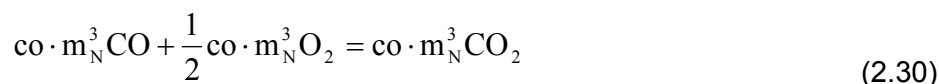
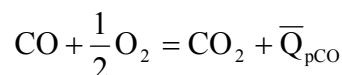
iar pentru volumul $h \cdot \text{m}_N^3$ de H_2 rezultă:



deci este necesar un volum $h \cdot m_N^3$ oxigen pentru arderea hidrogenului și rezultă un volum $h \cdot m_N^3$ de vapori de apă.

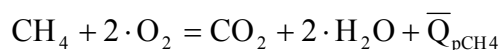
Se observă că valorile coeficienților stoichiometrici de la reacția chimică se regăsesc și în relația cantitativă între volumele de gaze.

Oxidarea monoxidului de carbon:



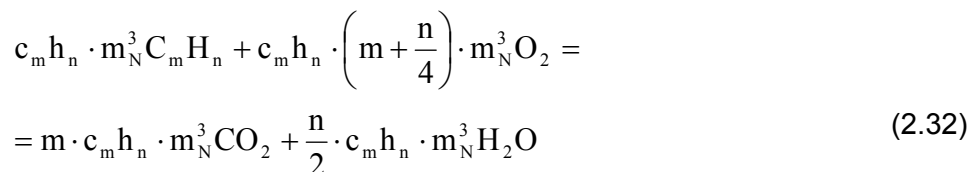
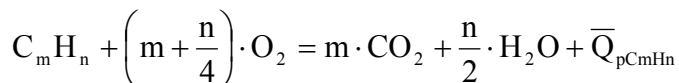
deci este necesar un volum $\frac{1}{2} \text{co} \cdot m_N^3$ oxigen pentru ardere și rezultă un volum $\frac{1}{2} \text{co} \cdot m_N^3$ dioxid de carbon.

Oxidarea metanului:



Este necesar un volum $2 \cdot \text{ch}_4 \cdot m_M^3$ de oxigen și rezultă un volum $\text{ch}_4 \cdot m_M^3$ dioxid de carbon și un volum $2 \cdot \text{ch}_4 \cdot m_M^3$ de vapori de apă.

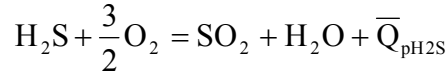
Oxidarea hidrocarburilor:



Este necesar un volum $c_m h_n \cdot \left(m + \frac{n}{4}\right) \cdot m_N^3$ de oxigen și rezultă un volum $m \cdot c_m h_n \cdot m_N^3$

dioxid de carbon și un volum $\frac{n}{2} \cdot c_m h_n \cdot m_N^3$ de vapori de apă.

Oxidarea hidrogenului sulfurat:



$$h_2s \cdot m_N^3 \text{H}_2\text{S} + \frac{3}{2} \cdot h_2s \cdot m_N^3 \text{O}_2 = h_2s \cdot m_N^3 \text{SO}_2 + h_2s \cdot m_N^3 \text{H}_2\text{O} \quad (2.33)$$

Este necesar un volum $\frac{3}{2} \cdot h_2s \cdot m_N^3$ de oxigen și rezultă un volum $h_2s \cdot m_N^3$ dioxid de sulf și un volum $h_2s \cdot m_N^3$ de vapori de apă.

Aerul de ardere necesar

Din reacțiile de mai sus, pentru arderea completa a unui m_N^3 de combustibil, rezultă volumul de oxigen necesar:

$$V_{\text{o}_2}^{\min} = \left[\frac{1}{2}h + \frac{1}{2}co + 2 \cdot ch_4 + \sum \left(m + \frac{n}{4} \right) \cdot c_m h_n + \frac{3}{2}h_2s - o \right] \left[\frac{m_N^3}{m_N^3 \text{c.g.}} \right] \quad (2.34)$$

Volumul minim de aer necesar arderii teoretice este:

$$V_{\text{aer}}^{\min} = \frac{V_{\text{O}_2}^{\min}}{0,21} \left[\frac{m_N^3}{m_N^3 \text{c.g.}} \right]$$

În cazul aerului umed și al arderii în exces sunt valabile relații analoge cu cele prezentate la combustibilii solizi și lichizi.

Compoziția și volumul de gaze de ardere

În urma oxidării complete a componentelor combustibile dintr-un metru cub normal de combustibil gazos se obțin gaze de ardere compuse din:

- dioxid de carbon:

$$V_{\text{CO}_2} = co + ch_4 + \sum m \cdot c_m h_n + co_2 \left[\frac{m_N^3 \text{CO}_2}{m_N^3 \text{c.g.}} \right] \quad (2.35)$$

- bioxid de sulf:

$$V_{\text{SO}_2} = h_2s \left[\frac{m_N^3 \text{SO}_2}{m_N^3 \text{c.g.}} \right] \quad (2.36)$$

vapori de apă:

$$V_{H_2O}^0 = h + 2 \cdot ch_4 + \sum \frac{n}{2} \cdot c_m h_n + h_2 s \left[\frac{m_N^3 H_2O}{m_N^3 c.g.} \right] \quad (2.37)$$

- azot

$$V_{N_2}^0 = 0,79 \cdot V_a^0 + n \left[\frac{m_N^3 N_2}{m_N^3 c.g.} \right] \quad (2.38)$$

- aer în exces

$$V_a^{ex} = (\lambda - 1) \cdot V_a^0 \left[\frac{m_N^3 aer}{m_N^3 c.g.} \right] \quad (2.39)$$

Volumul teoretic de gaze de ardere uscate:

$$V_{g\ us}^0 = V_{CO_2} + V_{SO_2} + V_{N_2}^0 \quad (2.40)$$

Volumul teoretic de gaze de ardere umede:

$$V_g^0 = V_{CO_2} + V_{SO_2} + V_{N_2}^0 + V_{H_2O}^0 \quad (2.41)$$

Volumul real de gaze arse uscate :

$$V_{g\ us} = V_{g\ us}^0 + (\lambda - 1) \cdot V_a^0 \quad (2.42)$$

Volumul real de gaze de ardere umede :

$$V_g = V_g^0 + V_a^{ex} = V_g^0 + (\lambda - 1) \cdot V_a^0 \quad (2.43)$$

Ca și în cazul combustibililor solizi și lichizi, debitul de combustibil multiplică debitele de evacuare ale aerului și gazelor de ardere.

BIBLIOGRAFIE

- Anghel S., Fianu S. – Fizica mediului, Ed. Universității Pitești, 2010
- Anghel S., Stănescu C – Optica, Ed. Arg Tempus Pitești, 1999
- Barry R.G., Chorley R.J. - Atmosphere, Weather and Climate, Routledge, 2003
- Blake, David, Robert Robson - Physical principles of meteorology and environmental physics; global, synoptic and micro scales, World Scientific , 2008
- Bohren, C.F., Albrecht B. - Atmospheric Thermodynamics. Oxford University Press, 1998
- C. N. Hewitt, Andrea V. Jackson - Handbook of atmospheric science: principles and applications, BLACKWELL PUBLISHING, 2003
- Cojocaru I.- Surse, procese si produse de poluare, Editura Junimea, Iasi, 1995
- Curry, J.A., Webster P.J. - Thermodynamics of Atmospheres and Oceans, Academic Press, London, 1999
- Danielson, Levin, Abrams - Meteorology, McGraw Hill, 2003
- Danielson, Levin, and Abrams - *Meteorology*, McGraw Hill, 2003
- Dufour, L., Van Mieghem, J. - Thermodynamique de l'Atmosphère, Institut Royal Meteorologique de Belgique, 1975.
- Gh. Lăzăroiu - Tehnologii moderne de depoluare a aerului, editura AGIR, 2000
- Iribarne, J.V., Godson, W.L. - Atmospheric thermodynamics, Dordrecht, Boston, Reidel, 2002
- Mason N.J., Hughes P. - Environmental Physics, Taylor and Francis, 2001
- Monteith J., Unsworth M. - Principles of Environmental Physics - 3rd edition, Academic Press, 2008
- Rakov, V, Uman, M. - Lightning: Physics and Effects, Cambridge University Press, 2003
- Smith Clare - Environmental Physics, Routledge, 2001
- Stoica C., Cristea N. – Meteorologia generală, Ed. Tehnică, București, 1971
- Topală C., Anghel S. – Compuși organici volatili, abordări teoretice, tehnice, legislative, Ed. Universității Pitești, 2009
- Tsonis, Anastoasios, A.- An Introduction to Atmospheric Thermodynamics, Cambridge University Press, 2002
- US Environmental Protection Agency – Basic Concepts in Environmental Sciences, Module 6: Air Pollutants and Control Techniques
- Weiner R.E., Matthews R.A. – Environmental Engineering, Fourth Edition, Elsevier Science, 2003

www.wikipedia.com